ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ
XXXIII

ОСТРОВ
САХАЛИН

e-copy by API

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXIII

ОСТРОВ САХАЛИН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ,
САХАЛИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ,
ВСЕСОЮЗНЫЙ НЕФТЯНОЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXIII

ОСТРОВ САХАЛИН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *В. Н. Верещагин*
Соредактор *Ю. М. Ковтунович*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

http://jurassic.ru/

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И. (зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М. (зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В. (зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В. (главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXXIII ТОМА

АЛЕКСЕЙЧИК С. Н.
ВЕРЕЩАГИН В. Н. (редактор)
ЖИЖИН Д. П.
КОВТУНОВИЧ Ю. М. (соредактор)
СИРЫК И. М.
ТАБОЯКОВ А. Я.
ТЮТРИН И. И.
ТУЕЗОВ И. К.

http://jurassic.ru/

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

http://jurassic.ru/

УДК 550(571.64)

Геология СССР. Том XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. Коллектив авторов. Редактор В. Н. Верещагин. М. Изд-во «Недра», 1970, стр. 432.

Том XXXIII обобщает материалы по геологии острова Сахалина на основе последних стратиграфических и тектонических исследований.

Табл. 27, иллюстр. 73, библ. назв. 510.

2—9—1
276—1970

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

Остров Сахалин занимает особое место в геологической структуре советского Дальнего Востока. От материка Сахалин отделен Татарским проливом и Японским морем (рис. 1). Хотя ширина водного рубежа сравнительно незначительна (местами не превышает и десятка километров), различия в геологическом строении Сахалина и восточ-

Рис. 1. Обзорная схема острова Сахалина.

ной части Азиатского континента весьма существенны. Так, Сахалин характеризуется широким распространением мощных морских палеогеновых и неогеновых отложений, крупными концентрациями ископаемых каменных и бурых углей, связанных с континентальными толщами, широко проявленными признаками нефтегазоносности, а также месторождениями нефти и газа. Но на Сахалине почти отсутствуют интрузивные магматические образования и вулканогенные субаэральные толщи, столь типичные для соседней территории материка.

Сахалин — одно из наиболее молодых на территории СССР складчатых сооружений, в пределах которого дислоцированы отложения вплоть до позднеплиоценовых.

http://jurassic.ru/

Геологические исследования Сахалина начались еще в прошлом столетии. Особенно усилились здесь геологические работы после Великой Октябрьской социалистической революции, когда на Сахалине были открыты крупные месторождения нефти, газа и угля. На севере острова эти исследования производились советскими геологами, на юге же с 1905 по 1945 г. большие работы выполнялись японскими геологами, а в дальнейшем советские геологи внесли весьма существенный вклад в познание геологии и полезных ископаемых южной части острова.

Задачей перед составителями XXXIII тома «Геологии СССР» являлось подведение итогов геологического изучения острова и определение дальнейшего направления исследований.

Сбор материалов XXXIII тома был начат в 1956 г. под руководством Е. М. Смехова, В. Н. Верещагина и Л. М. Саяпиной. Завершение работ стало возможным только после унификации стратиграфических схем, составления геологической карты острова с использованием всех последних материалов, специальных стратиграфических, тектонических и геофизических исследований к концу 1968 г.

Работа подготовлена специалистами ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, Сахалинского филиала ВНИГРИ, Сахалинского геологического управления, Сахалинского комплексного научно-исследовательского института и других организаций. В настоящее время в состав авторского коллектива XXXIII тома «Геологии СССР» вошли С. Н. Алексейчик, Н. А. Волошинова, А. С. Владимиров, В. Н. Верещагин, С. Д. Гальцев-Безюк, Г. С. Ганешин, В. Ф. Ерохов, Л. С. Жидкова, Д. П. Жижин, В. С. Ковальчук, Ю. М. Ковтунович, Л. В. Криштофович, И. Н. Кузина, Г. С. Мишаков, И. И. Ратновский, В. С. Рождественский, Д. Ф. Семенов, И. М. Сирык, В. В. Слодкевич, В. В. Соловьев, Ю. Н. Тарасевич, В. Н. Шилов, К. М. Михайлов, В. П. Мытарев.

http://jurassic.ru/

Глава I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Сведения географического характера и некоторые данные о геологическом строении Сахалина, главным образом о выходах на поверхность пластов каменного и бурого угля, были известны еще в середине XVII столетия. В 1849—1855 гг. сотрудники экспедиции Г. Н. Невельского Н. К. Бошняк, Д. И. Орлов, Н. В. Рудановский, В. А. Римский-Корсаков и др. обнаружили многочисленные выходы пластов каменного угля на западном побережье острова между мысом Тык на севере и побережьем залива Анива на юге.

С 1860 по 1863 г. на Сахалине проводила работу экспедиция Российского географического общества. Ф. Б. Шмидт и П. П. Глен изучили западное побережье острова от мыса Елизаветы на п-ове Шмидта до мыса Крильон. Их наблюдения оказались столь существенными, что не только определили дальнейшее направление исследований, но и сохранили значение до настоящего времени, заложив основы стратиграфического расчленения Сахалина. Были выделены и палеонтологически подтверждены меловые, палеогеновые и неогеновые морские отложения и отчасти их континентальные аналоги с пластами каменного угля. Успеху этих исследований способствовало привлечение к обработке коллекционных материалов крупнейших мировых специалистов. В частности, изучением остатков растений из меловых и кайнозойских отложений занимался О. Геер. К сожалению, были смешаны остатки растений из меловых и миоценовых отложений, что и вызвало неточности в определении и выводах о возрасте отложений, исправленные лишь много позднее (1917 г.) А. Н. Криштофовичем.

В последующие годы (1865—1868) топографами Белкиным и Павловичем было открыто Белкинское и Углегорское угольные месторождения и, таким образом, выявлены богатые перспективы в отношении угленосности Южного Сахалина. В 1867—1868 гг. И. А. Лопатин изучил не только западное, но и восточное побережье Южного Сахалина, открыв крупные угольные месторождения: Горнозаводское, Первомайское, Лопатинское. И. А. Лопатин провел маршрутное изучение также Восточно-Сахалинских гор и впервые установил распространение здесь палеозойских, меловых и кайнозойских отложений. Более того, он первый положительно оценил перспективы Восточно-Сахалинских гор в отношении золотоносности.

В 1871—1879 гг. А. П. Кеппеном и другими исследователями производились разведочные и рекогносцировочные работы на уголь, главным образом в районе г. Александровска.

В 1879 г. появились сведения и о нефтегазоносности северо-востока Сахалина и, в частности, района г. Охи. Через 10 лет (в 1889 г.) Л. Ф. Бацевич произвел обследование северо-востока Сахалина и на

http://jurassic.ru/

составленной им карте показал Охинское, Ногликское, Старо-Набильское, Пильтунское и Ратмановское нефтепроявления. В этом же году были обнаружены в верховьях рек Тымь, Поронай и на р. Вальзе россыпи золота.

В 1892—1895 гг. у устья р. Ноглики (Масленников, 1894) и в долине р. Охи было начато бурение на нефть.

В 1893 г. Д. Л. Иванов (сотрудник Геологического комитета) вел наблюдения над угольными месторождениями, подтвердил значительную их перспективность и дал рекомендации для дальнейших поисковых и разведочных работ. В 1898—1901 гг. Н. И. Калистов определил степень угленасыщенности Мгачинского, а также Александровского и Жонкверского угольных месторождений. Позднее А. И. Козлов подсчитал запасы угля на участке между Мгачи и Дуэ, оценив их в 2 млрд. пудов, что подтвердил А. П. Карпинский.

Таким образом, к 1905 г. выяснились определенные перспективы Сахалина в отношении ископаемого угля и были получены не только первые сведения о нефтепроявлениях в Охинском районе, но и правильно оценены их перспективы.

В 1906 г. на Сахалине работали К. Н. Тульчинский, Э. Э. Анерт, П. И. Полевой и Н. Н. Тихонович. Э. Э. Анерт в 1907 г. совершил маршрут вдоль Камышевого хребта, к югу от г. Александровска и вдоль восточного побережья острова от Набильского залива до мыса Клопачева. Севернее с. Арга, по рекам Даги и Набиль, Э. Э. Анерту удалось обнаружить в неогеновых отложениях, по-видимому в дагинской свите, пласты угля, а в верховьях р. Вальзы и вблизи с. Мало-Тымово — россыпи золота. Еще более важными эти работы оказались в отношении поисков нефти. Кыдыланьинская, Хаймузинская и Катанглийская площади Э. Э. Анертом рассматривались как перспективные, а на Мало-Гарамайской, Уйнийской и Ново-Набильской складках рекомендовалась даже постановка поисково-разведочных работ.

В 1908—1911 гг. П. И. Полевой и Н. Н. Тихонович руководили экспедицией Геологического комитета. Исследования этого периода коснулись почти всех вопросов геологического строения Сахалина. Были открыты многие стратиграфические подразделения, установлен возраст и площади их распространения. Были выяснены особенности строения Сахалина, в частности — крупные тектонические структуры, такие, как Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский антиклинории, структуры п-ова Шмидта. В. М. Дервиз впервые была приведена характеристика ряда интрузивных и эффузивных образований Сахалина.

В области полезных ископаемых особенно существенное значение имело выделение наиболее перспективных районов в отношении нефтегазоносности и, в частности, северо-восточного района Сахалина. Составлена первая геологическая карта Сахалина.

В 1912—1914 гг. Сахалин изучал Д. В. Соколов. Его монография по иноцерамам явилась одной из важнейших для всех последующих работ по биостратиграфии мела не только Сахалина, но и Камчатки, Корякского нагорья, Японии и Северной Америки.

Об исследованиях на юге Сахалина в это время известно мало. Однако в 1908 г. К. Джимбо опубликовал интересные данные по стратиграфии древних отложений Восточно-Сахалинских гор. В 1907 г. К. Кавасаки обнаружил на п-ове Крильон вблизи пос. Казакевичи нефтеносные песчаники и угольные месторождения.

В 1918—1920 гг. А. Н. Криштофович приступил к изучению стратиграфии Сахалина. В результате проведенных исследований им была предложена стратиграфическая схема меловых, палеогеновых и

http://jurassic.ru/

неогеновых отложений, на основе которой в дальнейшем успешно развивались геологосъемочные, поисковые и разведочные работы на Сахалине.

В 1932 г. А. Н. Криштофович опубликовал широко известную монографию «Геологический обзор стран Дальнего Востока» и целый ряд монографий и статей с описанием остатков растений из меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина.

Примерно в эти же годы К. Гаясака, С. Симидзу, Х. Ябе изучили ряд разрезов на севере и юге Сахалина, в частности разрезы меловых отложений у мыса Хой и в бассейне р. Найбы. Х. Ябе опубликовал в 1926 г. обстоятельную монографию, посвященную мелу Японии. В этой монографии описаны также меловые отложения ряда районов Сахалина (Yabe, 1926). Х. Ябе счел возможным применить схему стратиграфии мела, разработанную А. Н. Криштофовичем, и для территории японских островов Хоккайдо, Хонсю, Сикоку и Кюсю.

В 1920 г. увенчались успехом поиски нефти на Сахалине. В 1923 г. в районе г. Оха из буровой скважины были получены промышленные притоки нефти. Это открытие в значительной мере определило дальнейшее направление геологических исследований.

В 1925—1926 гг. Геологический комитет и Горный отдел ВСНХ СССР на Сахалин направил большую экспедицию, в состав которой были включены крупные советские специалисты геологи: А. Н. Криштофович, П. И. Полевой, С. И. Миронов, А. А. Гапеев, М. М. Пригоровский, А. И. Косыгин, Н. А. Худяков, Н. А. Кудрявцев, Н. А. Гедройц и многие другие. Они изучали Охинский нефтеносный район и угленосное поле Александровского района. В итоге исследований были даны прогнозы в отношении нефти и угля и соответственно были намечены дальнейшие поисковые направления. Н. А. Гедройцем впервые произведен палеогеографический анализ обстановки накопления неогеновых отложений.

С 1926 г. на Сахалине геологические исследования проводились силами Дальневосточного геологического комитета, реорганизованного затем в Дальневосточное геологическое управление, трестами «Сахалиннефть», «Сахалинуголь», научно-исследовательскими институтами НГРИ, ВСЕГЕИ, а позднее ГИН АН СССР и др.

В 1926 г. Б. В. Витгефт изучал россыпи золота по рекам Вальза, Лангери и в окрестностях с. Мало-Тымово, а в 1929—1930 гг. — угольные месторождения района Арково; А. И. Козлов, С. М. Ткалич, А. Н. Кисловский, В. В. Медведев, В. И. Савельев и др. изучали в это время Мгачинское, Александровское, Дуйское и Владимиро-Агневское угольные месторождения.

В 1927 г. Б. М. Штемпель изучал район г. Александровска и составил геологическую карту Александровского месторождения, а на юге Сахалина (Найбинский район) М. Кавада впервые составил разрез меловых отложений, расчленив его на несколько местных стратиграфических подразделений.

В 1927—1931 гг. Д. И. Дамперовым, М. Г. Перфильевым, В. В. Ишерским, Н. В. Шаховым, Ю. Н. Соловьевым, С. И. Довнаром и др. проводилась детальная геологическая съемка отдельных районов Восточного Сахалина, а Н. А. Гедройцем, Б. Н. Елисеевым и А. В. Щербаковым были проведены маршрутные пересечения Северного Сахалина, причем Б. Н. Елисеевым была разработана схема расчленения неогена на северо-западе острова и дана корреляция отдельных подразделений района. Примерно в это же время начало развиваться биостратиграфическое изучение неогена. На севере острова начал свои исследования И. П. Хоменко, а на юге М. Иокойама, опубликовавшие

http://jurassic.ru/

монографическое описание неогеновых моллюсков. В дальнейшем эти работы продолжали Н. Я. Коган, А. А. Симонова и Ф. Г. Лаутеншлегер. Н. А. Волошимова приступила к систематическому изучению фораминифер с целью детального расчленения разрезов в первую очередь неогеновых отложений Охинского нефтеносного района. Использование палеонтологического метода с этого времени широко применяется во всех геологических исследованиях на Сахалине.

В 1931—1937 гг. развертываются поисковые и поисково-съемочные работы во многих районах Сахалина. На севере в это время И. Б. Плешаковым были получены весьма важные данные по расчленению разрезов неогена в бассейне р. Даги и в пограничном районе, на востоке Восточно-Сахалинских гор, а также по расчленению разрезов меловых и домеловых отложений.

Е. М. Смеховым, Н. С. Ерофеевым, И. А. Голубковым, О. Н. Буниным, Н. П. Будниковым производилась геологическая съемка юго-западного района о. Сахалин и п-ова Шмидта. В этом районе на р. Хандасе Е. М. Смеховым обнаружена новая точка с нефтепроявлениями в неогеновых отложениях.

Начиная с 1937 по 1940 г. в этом же районе производились детальные геологические съемки В. В. Медведевым, Б. М. Штемпелем, А. А. Капица, Л. М. Саяпиной, Г. М. Власовым, Н. В. Бессоновым, П. Д. Шкляевым и др., в результате которых собран большой материал по геологии угленосных отложений, а также по стратиграфии и тектонике. В 1937 г. Л. И. Красный опубликовал результаты изучения восточного склона Восточно-Сахалинских гор.

На юге Сахалина Т. Матсумото повторил наблюдения над разрезом меловых отложений в классическом их разрезе по р. Найбе и разработал весьма точную схему стратиграфического расчленения на основе изучения аммонитов и иноцерамов. В дальнейшем он же опубликовал описание многих из этих аммонитов и совместно с Т. Нагао — иноцерамов. Т. Матсумото разработал схему расчленения на зоны меловых отложений Японии и Сахалина.

С 1941 по 1945 г. геологические исследования продолжались особенно интенсивно в пределах нефтяных месторождений на северо-востоке острова, в районах Охинского, Эхабинского, Катанглинского месторождений, а также в Александровском угленосном районе на западе острова.

Необходимо отметить, что собранный материал на Сахалине был проанализирован и в общем региональном плане, в результате чего В. А. Обручевым (1933), М. М. Тетяевым (1938), А. Д. Архангельским (1941), Д. В. Наливкиным (1937) геологическое строение и тектоника Сахалина были освещены в монографиях и на сводных геологических картах СССР.

Геологическое строение Южного Сахалина было освещено в сводном очерке и на геологической карте К. Уватоко (1939). Необходимо отметить, что разработанная к этому времени схема стратиграфии меловых, палеогеновых и неогеновых отложений юга Сахалина в дальнейшем в значительной степени подтвердилась.

С 1945 г. исследования производились силами ВНИГРИ и его Сахалинским филиалом, а затем также и силами вновь созданного Сахалинского геологического управления, Сахалинского комплексного научно-исследовательского института, II Главного гидрогеологического управления, геологической службы «Сахалиннефть», «Сахалинуголь». Значительный размах приобретают научно-исследовательские и геологосъемочные работы, поиски и разведка нефти, газа, угля, золота,

http://jurassic.ru/

строительных материалов, редких и цветных металлов, фосфоритов, подземных пресных вод и других видов минерального сырья, а также инженерно-геологические работы.

На основе многолетних исследований Е. М. Смехов к 1949 г. закончил первую обширную монографию, посвященную геологии и полезным ископаемым Сахалина, опубликованную в 1953 г. Составляются сводные геологические карты острова и его отдельных районов, проводятся специальные биостратиграфические исследования.

В 1947—1960 гг. А. А. Капица, П. Д. Шкляев, Л. М. Саяпина, Б. М. Штемпель, Л. Б. Кривицкий, К. П. Евсеев, А. А. Трепалина, А. С. Шуваев, В. П. Мытарев, А. К. Салдугеев, Г. С. Ведерников, Ю. М. Ковтунович, Д. Ф. Семенов, Ю. Н. Тарасевич, В. П. Клюев, С. Д. Гальцев-Безюк, В. О. Савицкий, В. Т. Шейко, В. Е. Бевз, В. Г. Гальверсен, Г. В. Полунин, Д. Я. Барков, Л. С. Маргулис, А. В. Журавлев, В. П. Феликс, И. И. Ратновский, К. Ф. Рахманов, Т. К. Невский, И. Г. Гринберг, Д. Ф. Русаков, С. М. Зайцев, В. К. Терников и др. производили геологическую съемку острова. В результате этих исследований собран огромный материал по стратиграфии, тектонике, магматизму и полезным ископаемым и уточнено строение отдельных районов острова. В области нефтяной и угольной геологии и других полезных ископаемых в эти же годы работают: Е. М. Смехов, С. Н. Алексейчик, Н. Б. Вассоевич, В. А. Шустов, В. Д. Козырев, А. Я. Табояков, И. М. Сирык, Ю. С. Мавринский, И. А. Теплов, В. С. Ковальчук, Л. Н. Саламатина, Б. А. Сальников, Д. П. Жижин, В. Я. Посыльный, А. С. Шепелев, Г. Р. Яненц, Л. А. Маккар, А. И. Мудрый, Л. Ф. Ажгиревич, А. С. Антоненко, а также Ю. К. Гуменный, В. С. Рождественский, А. Н. Речкин, В. М. Гранник, В. Е. Горетой.

Тектонике Сахалина посвящены работы С. Н. Алексейчика (1952, 1954), Г. М. Власова (1958, 1961), К. И. Гнедина (1955), С. Н. Алексейчика, С. Д. Гальцева-Безюка, В. С. Ковальчука, П. М. Сычева (1964), И. А. Зытнера и др. (1964), Е. М. Рудича (1958), Я. Е. Пащенко (1958), Ю. М. Пущаровского (1964), А. П. Милашина (1960а, б), С. А. Салуна (1965), А. В. Соловьева (1958а, б), Л. И. Красного (1956) и др.

Обоснованием и уточнением стратиграфических схем доверхнемеловых, верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых образований занимались С. Н. Алексейчик и др. (1954а, 1959, 1961), В. Н. Верещагин (1957, 1961), Г. М. Власов (1959), Л. С. Жидкова (1960, 1961а, б), Т. Г. Калишевич (1958, 1961), А. А. Капица (1961а, б), Я. Е. Пащенко (1958), З. П. Потапова (1960), И. И. Ратновский (1959, 1961), Б. А. Сальников (1958, 1961) и др. Монографическому описанию фауны и флоры посвящены работы М. О. Борсук (1956), В. Н. Верещагина (1965), Е. В. Ливеровской (1960), А. Е. Глазуновой (1949), М. А. Пергамента (1965), Т. Д. Зоновой (1965), В. С. Глазунова (1962), Л. В. Криштофович и А. П. Ильиной (1964) и др. Материалы по стратиграфии Сахалина были подытожены на Межведомственном совещании в 1959 г. в г. Охе, где были приняты унифицированные рабочие и корреляционные стратиграфические схемы (1961).

Геоморфологией и четвертичной геологией занимались А. Н. Александрова и С. В. Белецкая (1965), Г. С. Ганешин (1959а, б, 1961), В. В. Соловьев, В. Г. Беспалый и др.

Перспективы нефтегазоносности Сахалина и окружающих его акваторий рассматриваются в работах С. Н. Алексейчика (1956, 1959а, б, в), Л. С. Жидковой (1960а, б), В. Д. Козырева и др. (1960), А. П. Милашина (1960), Н. В. Разумова и А. В. Соловьева

http://jurassic.ru/

(1957), В. Я. Ратнера (1960а, б), И. И. Ратновского (1960), Е. М. Смехова (1947, 1953), В. А. Шустова (1960) и др.

Рекомендации на проведение поисков рудных полезных ископаемых даны Н. Г. Бродской (1959), Ю. К. Гуменным (1960), А. А. Капицей (1960) и др. Материалы по кайнозойскому вулканизму и вулканогенным формациям обобщены В. Н. Шиловым (1957а, б, в, 1958а, б).

Н. А. Брумелем (1950), М. Н. Ларионовым (1953 и 1955 гг.), В. С. Познанской и В. К. Климовым (1951 г.), Н. А. Поповым и А. С. Аргуновым (1962), В. М. Рябухо (1946—1949 гг.), Б. А. Товбиным (1953—1955) и др. изучалось качество сахалинских углей с точки зрения возможности их использования для получения металлургического кокса и жидкого топлива. Коксующиеся свойства углей от условий их образования и геологических факторов изучались И. В. Дорохиным и Е. Г. Семенихиной (1951—1953 гг.). Причины метаморфизма и перспективы расширения площадей с коксующимися углями рассмотрены Г. Н. Порываевой (1958), В. Я. Посыльным (1958, 1959, 1960а, б), Г. Н. Порываевой и Л. Ф. Ажгиревич (1960) и др. Материалы по истории палеогенового и неогенового угленакопления обобщены Л. Ф. Ажгиревич и Б. А. Сальниковым (1963, 1963а, 1963б).

В 1956 г. Е. Г. Малкова и др. составили первую наиболее полную сводку по месторождениям строительных материалов Сахалина. В 1957 г. Я. Л. Крымский обобщил материалы по цементному сырью. Несколько сводок по строительным материалам и их использованию составили Т. И. Анодин (1956, 1960, 1961), Т. Г. Мартова (1956), В. Е. Остапенко (1955а, б), Е. М. Пороцкий (1958), Я. П. Страд (1956), З. А. Чернышевская (1956), В. И. Шишкина (1958).

С 1956 г. объединением «Сахалиннефть», а в последние годы Сахалинским геологическим управлением и Тихоокеанской экспедицией ВНИИМОРГЕО проводятся сейсмические и гравиметрические исследования на акваториях Сахалинского, Северного, Анивского заливов, залива Терпения и Татарского пролива. В пределах мелководного шельфа юго-западного и северо-восточного побережий острова выявлен ряд антиклинальных структур, перспективных для поисков нефти и газа. Поиски и изучение антиклинальных складок на мелководном шельфе южной части Сахалина в 1965—1967 гг. проводились также аэрогеологической съемкой с применением геолокации и подводных геологических исследований.

Большой объем геолого-геофизических исследований в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану, включающей Сахалин и присахалинские акватории, был выполнен в период проведения Международного геофизического года (1957—1959). В эти годы были выполнены мелкомасштабные гравиметрические и аэромагнитные съемки Охотской акватории, проведено изучение структуры земной коры по профилям методом глубинного сейсмического зондирования (Аверьянов и др., 1960; Гайнанов, 1960; Васильев, 1959, 1960; П. С. Вейцман и др., 1957, 1961).

Работы методом глубинного сейсмического зондирования в южных районах Сахалина и на прилегающих к ним акваториях в 1959—1966 гг. продолжались Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом СО АН СССР, Институтом физики Земли АН СССР и Сахалинским геологическим управлением. В результате этих исследований изучены общие закономерности строения земной коры в переходной зоне, получены новые данные о мощностях относительно рыхлых отложений.

В обобщении материалов по донным отложениям и рельефу дна

http://jurassic.ru/

Охотского и Японского морей принимали участие П. Л. Безруков (1953, 1955, 1955а, 1957, 1960, 1961, 1961а), А. П. Жузе (1957, 1962), В. П. Зенкевич (1957), А. П. Лисицин (1954), Г. Б. Удинцев (1955, 1957, 1960) и др.

Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом СО АН СССР проводятся систематическая регистрация и изучение землетрясений в пределах переходной зоны, создана служба прогноза и предупреждения цунами.

В 1958 г. Сахалин был покрыт аэромагнитной съемкой, а в 1960 г. также гравиметрической и наземной магнитометрической съемкой.

http://jurassic.ru/

Глава II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Остров Сахалин расположен между 50° 24′—45° 54′ с. ш. и 141° 38′—144° 55′ в. д. Северной оконечностью его является мыс Елизаветы (54° 24′ с. ш.), южной — мыс Крильон (45° 54′ с. ш.). Вблизи Сахалина расположены три небольших острова: Тюлений, Монерон и Уш (рис. 1).

Остров Сахалин вытянут в меридиональном направлении на 948 *км*. Максимальная ширина его на широте устья р. Поронай 160 *км*, минимальная на перешейке Поясок — 26 *км*. Площадь Сахалина 76,4 тыс. *км*², из которых 1,1 тыс. *км*² приходится на крупные водные пространства внутри острова. На севере и востоке Сахалин омывается Охотским морем, на западе — Японским морем, Татарским проливом, проливом Невельского и Амурским лиманом. На юге Сахалин отделен от о. Хоккайдо проливом Лаперуза. Наименьшее расстояние между Сахалином и Азиатским материком около 7,5 *км*.

В административном отношении Сахалин входит в состав Сахалинской области.

Рельеф. Сахалин — преимущественно горная страна. Большая его часть (около 70%) занята меридионально вытянутыми средне- и низкогорными сооружениями, межгорными впадинами, с холмистым или равнинным рельефом (рис. 2).

На острове выделяются: Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы, Сусунайский и Тонино-Анивский хребты, гористый п-ов Шмидта, Северо-Сахалинская равнина, Тымь-Поронайская, Сусунайская и Муравьевская низменности.

Западно-Сахалинские горы простираются почти на 630 *км* от пос. Хоэ на севере до южной оконечности п-ова Крильон. Средняя их ширина 40—50 *км*, наибольшая (на широте мыса Ламанон) — около 70 *км*. Осевую часть Западно-Сахалинских гор образуют Камышевый (севернее перешейка Поясок) и Южно-Камышевый хребты (наибольшие высоты — гора Возвращение 1325 *м* и гора Спамберг 1021 *м*).

Западная часть Западно-Сахалинских гор состоит из Северо-Прибрежной, Приморской и Южно-Приморской цепей, которые в свою очередь представляют ряд сравнительно коротких, сближенных и почти параллельно вытянутых горных гряд и хребтов. Наиболее крупными в Северо-Прибрежной цепи являются Крутой и Агневский хребты. В Приморской цепи выделяется горная группа Ламанон, состоящая из высоких конусообразных горных массивов, сложенных плиоценовыми и раннечетвертичными базальтами. Здесь расположены четыре конические вершины, представляющие сравнительно хорошо сохранившиеся древние вулканы. Наиболее высокие из них гора Ичара (1022 *м*) и гора Краснова (1093 *м*). В Южно-Приморской цепи высоты (в основном 200—400 *м*) постепенно понижаются к северу и к югу.

К востоку от Камышевого и Южно-Камышевого хребтов расположены Таулан-Армуданский и Онорский хребты, Поронайская цепь, До-

http://jurassic.ru/

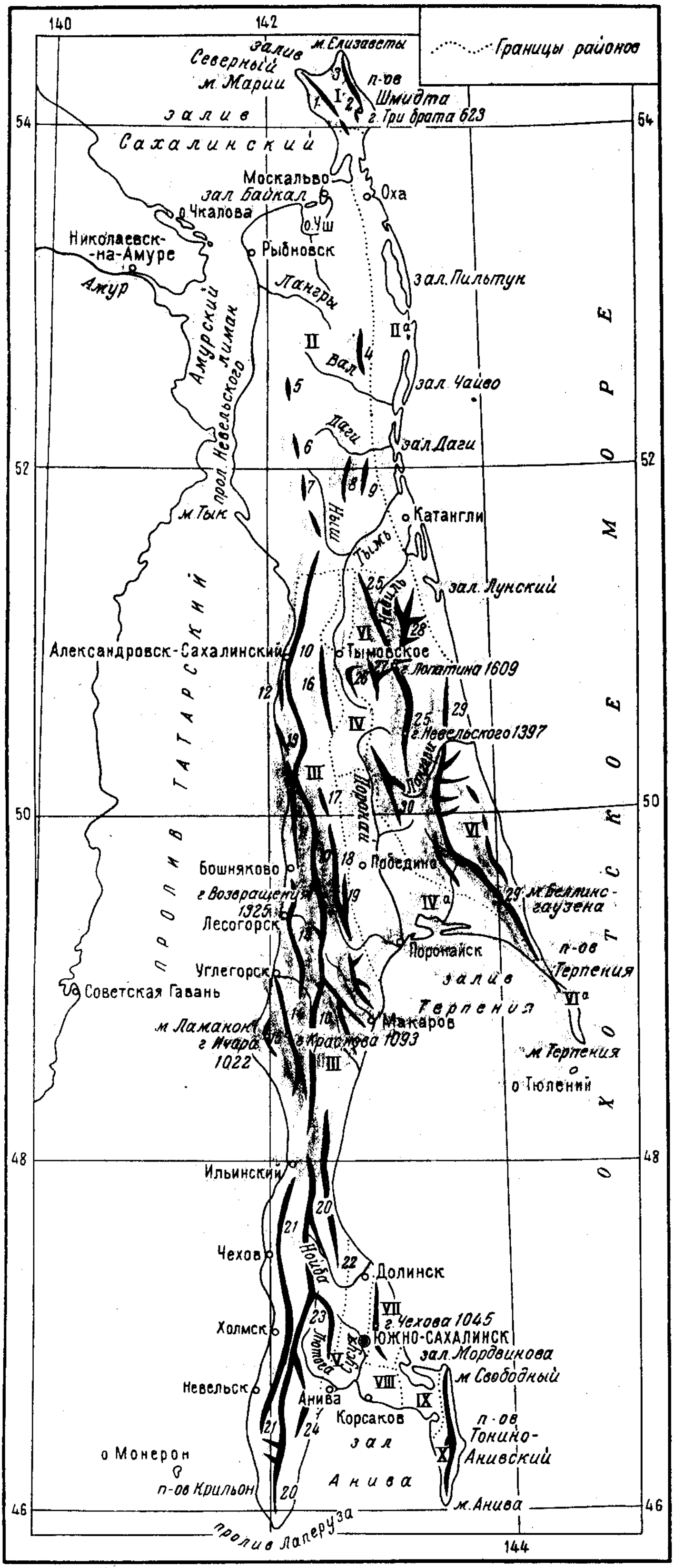


Рис. 2. Орографическая схема острова Сахалина

I — Полуостров Шмидта; 1 — хр. Западный; 2 — Пиль-Диановская низменность; 3—хр. Восточный; II — Северо-Сахалинская равнина, IIa — полоса великих кос, лагун, нефтяных бассейнов. 4 — цепь Оссой — Горомай — Вал; 5 — хр. Вагис (Энгизпал); 6— хр. Угрюмый; 7 —хр. Зеленый; 8 — хр. Даги; 9— хр. Перимпала. III — Западно-Сахалинские горы. 10 —хр. Камышевый; 11 — цепь Северо-Прибрежная; 12 — хр. Крутой; 13 — хр. Агневский; 14 — цепь Приморская; 15 — горы Ламанон; 16 — хр. Таулан-Армуданский; 17 — хр. Онорский; 18 — цепь Поронайская; 19 — хр. Славянский; 20 — хр. Южно-Камышевый; 21 — цепь Южно-Приморская; 22 — хр. Долинский; 23 — хр. Мицулевский; 24 — хр. Таранайский; IV — Тымь-Поронайская низменность, IVa — Поронайская тундра. V — Сусунайская низменность. VI—Восточно-Сахалинские горы. VIa—п-ов Терпения. 25— хр. Набильский; 26 — хр. Краснотымовский; 27 — хр. Стланниковый. 28 — хр. Лунский (Луньский); 29 — хр. Центральный; 30 — хр. Абрамовский; VII — хр. Сусунайский; VIII — Корсаковское плато; IX — Муравьевская низменность; X — хр. Тонино-Анивский

http://jurassic.ru/

линский, Мицулевский, Таранайский и другие хребты. В их пределах максимальную высоту (1330 *м*) имеет гора Онор в Онорском хребте.

Господствующее простирание хребтов в Западно-Сахалинских горах северо-северо-западное и северо-западное. Вершины хребтов куполовидные и конусовидные, иногда пикообразные. Большая часть горных гряд имеет крутые склоны (от 25—50 до 70°), резко расчлененные речной сетью, преимущественно широтного направления. Обычные превышения вершин над седловинами около 50—300 *м*.

Восточно-Сахалинские горы, сложенные главным образом мезозойскими отложениями, простираются на 270 *км* от р. Набиль на севере до залива Терпения на юге. Максимальная ширина их у пос. Тымовское около 70 *км*. На севере они сужаются до 8—20 *км* и на юге — до 8 *км*. Главный водораздел Восточно-Сахалинских гор извилист и отклоняется то к западу, то к востоку. На юго-восток горы погружаются под воды Охотского моря.

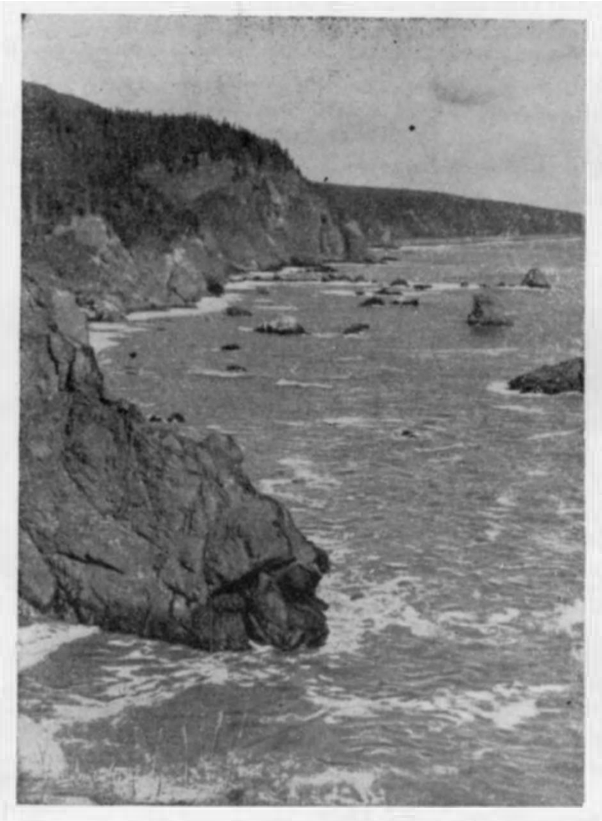


Рис. 3. Участок абразионного берега Сахалина у мыса Делиль-де-ля Кройер. Фото Ю. М. Ковтуновича

Восточно-Сахалинские горы состоят из отдельных хребтов. Наиболее крупными являются (с запада на восток): Стланниковый, Набильский, Лунский и Центральный. Первые три образуют Лопатинский горный узел. Восточнее Центрального хребта, вдоль берега моря, располагаются передовые цепи: Оленья, Хойская и др. В Набильском хребте находятся две самые высокие на Сахалине горы — Лопатина (1609 *м*) и Невельского (1397 *м*). Вершины хребтов конусовидные, иногда куполовидные. Крутизна склонов 25—50°, относительные превышения вершин над седловинами до 400—600 *м*.

На юго-востоке Сахалина расположены Тонино-Анивский и Сусунайский хребты, сложенные мезозойскими и палеозойскими образованиями. Тонино-Анивский хребет протягивается от мыса Анива на юге до мыса Свободного на севере почти на 90 *км*. В центральной части ширина его достигает 20 *км*, на юге и севере — около 4—5 *км*. Вершины хребта куполовидные и плоские. Средние отметки гребневидной части хребта 400—500 *м*, относительные превышения вершин над седловинами 50—200 *м*. Максимальная высота хребта 670 *м* (гора Крузенштерна). Сусунайский хребет, простирающийся на 70 *км*, имеет ширину 18—22 *км*. Вершины его конусовидные и куполовидные, крутизна склонов до 30—50°. Сред-

http://jurassic.ru/

ние отметки гребневидной части хребта 750—800 *м*, максимальные 1045 *м* (пик Чехова) и 1047 *м* (гора Пушкинская). Превышения вершин над седловинами около 100—300 *м*. В южной части хребта расположено Корсаковское плато с преобладающими абсолютными высотами 100—200 *м*.

На п-ове Шмидта вдоль западного и восточного берегов на расстоянии около 50 *км* вытянуты Западный (шириной 10—12 *км*) и Восточный (шириной 17—18 *км*) «хребты» с конусовидными и куполовидными вершинами. Средние отметки Западного «хребта» 250—300 *м*, Восточного — 400—500 *м*, максимальные соответственно 520 *м* (гора Эспенберг) и 623 *м* (гора Три Брата).

Низменности Сахалина разделяются на два типа: прибрежные и внутренние. Прибрежные низменности распространены на территории Северо-Сахалинской холмистой и пологоувалистой равнины вдоль западного (к северу от широты р. Виахту) и восточного побережий острова. Наиболее пониженная часть этих низменностей образована приливно-отливной полосой, к которой примыкает 2—4-метровая тундровая терраса. Для восточного побережья типичны многочисленные пересыпные косы и отмели. В центральной части равнины, имеющей максимальную ширину до 70 *км*, на расстоянии до 45 *км* протягиваются четыре низкогорные гряды шириной до 8—12 *км* каждая. Вершины гряд куполовидные и плоские, преобладающие высотные отметки 90—180 *м* на юге и 70—80 *м* на севере. Максимальную абсолютную отметку в пределах восточных гряд имеет гора Вагис (538 *м*), а в восточных — гора Даехуриа (601 *м*). Внутренние низменности приурочены к межгорным впадинам в горных районах Сахалина. Наиболее крупной среди них является Тымь-Поронайская холмисто-увалистая низменность, простирающаяся в меридиональном направлении на 250 *км* от залива Терпения на юге до слияния рек Ныш и Тымь на севере. Максимальная ширина низменности (до 90 *км*) расположена на юге у устья р. Поронай, минимальная (5—8 *км*) — в долине р. Тымь. Абсолютные отметки поверхности в южной и северной частях низменности 40—60 *м*, в центральной до 100—120 *м*, при максимальной высоте в районе пос. Палево (157 *м*). На севере низменность дренируется р. Тымь, на юге — р. Поронай.

Между горными грядами южной оконечности Сахалина расположены Сусунайская и Муравьевская низменности. Сусунайская низменность протягивается на 100 *км*. На юге ее ширина около 20 *км*, в центре — 6 *км*, на севере — 10 *км*. Абсолютные отметки на юге и севере не превышают 10 *м*, достигая в центральной части, на водоразделе рек Сусуя и Б. Такой, 60 *м*. Муравьевская низменность расположена между заливами Анива на юге и Мордвинова на севере. Она имеет увалистый рельеф с плоскими вершинами увалов и крутизной склонов 10—20°. В пределах низменности располагается много озер.

На п-ове Шмидта, между Западным и Восточным хребтами, расположена Пиль-Диановская низменность, имеющая пологоувалистый и холмистый рельеф с абсолютными отметками до 120 *м*. Преобладающая ширина низменности 5—6 *км*, на севере до 8—10 *км* и на юге — до 10—12 *км*.

Для всех низменностей Сахалина характерна значительная мощность кайнозойских осадков, в которые врезаны долины рек с террассами.

Береговая линия острова, весьма протяженная, почти не имеет бухт, пригодных для якорной стоянки судов. На севере, на п-ове Шмидта, преобладают скалистые абразионные берега, характеризующиеся сравнительно простыми очертаниями. Южнее, в пределах Северо-Сахалинской равнины, берег сложен песками, галечниками, суглинками и дру-

http://jurassic.ru/

гими слабо устойчивыми к абразионным процессам породами. Береговая линия здесь характеризуется плавными очертаниями, с длинными косами и пересыпями или морскими террасами. Особенно типично восточное побережье, где ранее расчлененное низменное, часто заболоченное, побережье в результате активной деятельности моря (восточный берег острова открыт для северо-восточных штормовых ветров) имеет исключительно выровненный характер. На расстоянии более 350 *км* в море здесь не вдается ни одного мыса или полуострова и вдоль берега тянутся бесконечные однообразные косы, за которыми укрыты мелководные заливы Пильтун, Чайво, Ньшский, Набильский, Лунский и др. Ширина их до 10—12 *км*, наибольшую длину (до 60 *км*) имеет залив Пильтун.

Западное побережье Северного Сахалина, образованное террасами, более расчленено. На отдельных участках располагаются дюнные холмы высотой 5—10 *м*. Западное побережье менее выровнено, чем восточное. Небольшие песчаные мысы и косы здесь чередуются с бухтами. Лишь на побережье Сахалинского залива, юго-западнее п-ова Шмидта, морские течения и прибой привели к образованию низменных островов и кос, отгородивших от моря обширный залив Байкал.

Средняя и южная части Сахалина характеризуются еще более изрезанной береговой линией. На востоке от острова отделяется длинный и узкий п-ов Терпения, на юге — Крильонский и Тонино-Анивский полуострова. Между двумя последними располагается широкий, глубоко вдающийся в остров залив Анива. Между п-овом Терпения и суженной частью Сахалина расположен залив Терпения. На участках побережья, образованных отрогами Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, преобладают скалистые абразионные берега с крутизной склонов 30—70° и высотой обрывов до 100—150 *м*. Вдоль них простирается узкая (шириной 5—30 *м*) полоса пляжа, иногда с «непропусками и кекурами». Внутренние части бухт обладают низменными аккумулятивными берегами, часто с заливами и озерами лагунного типа (рис. 3).

Реки. На Сахалине известно более 900 рек общей протяженностью вместе с притоками более 22 тыс. *км*. Средняя густота речной сети составляет 1,3 $км/км^2$. В низменных районах на Северном Сахалине, в Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностях она менее 1,0 $км/км^2$, а в Западно-Сахалинских горах, южнее широты р. Побединки, до 2,0—2,3 $км/км^2$.

Сахалинские реки принадлежат к бассейнам Охотского и Японского морей, Татарского пролива и Амурского лимана. Линия главного водораздела между бассейнами сдвинута к западному побережью острова и образована на севере возвышенной слабо расчлененной равниной с абсолютной высотой 150—180 *м*, в центральной части — Камышевым хребтом, а на юге — Южно-Камышевым хребтом. Расположением главного водораздела, наличием горных хребтов и низменностей, простирающихся в меридиональном направлении, определяется характер сахалинских рек. Реки, впадающие в Охотское море, имеют большую длину и более многоводны по сравнению с реками, относящимися к бассейнам Японского моря и Татарского пролива. По характеру долин сахалинские реки относятся к типам равнинных и горных. Горные реки преимущественно текут в широтном направлении. Они имеют ветвящиеся короткие и узкие долины с крутыми склонами. Ширина речных долин в нижнем течении, как правило, 60—100 *м*, реже до 0,5 *км*. Реки мелководны, в верхнем и среднем течении имеют многочисленные водопады (высотой до 50—70 *м*) и перекаты. Среди рек, впадающих в Японское море и Татарский пролив, к наиболее крупным относятся реки Агнево,

http://jurassic.ru/

Лесогорка и Углегорка. Равнинные реки на севере острова протекают главным образом в широтном направлении, а в межгорных впадинах — в меридиональном. Наиболее крупными полноводными являются реки Тымь и Поронай.

Река Тымь берет свое начало на западных отрогах Набильского хребта. Длина ее 225 *км*. В верховьях она имеет характер горной реки. Здесь ширина русла ее 7—30 *м*, глубина до 0,6 *м*, скорость течения 1,2—1,5 *м/сек*. В низовьях ширина реки достигает 70—110 *м*, глубина 9,5 *м*, а скорость течения снижается до 0,3—0,6 *м/сек*. Расход воды в зимнюю межень 3—5 $м^3/сек$, в паводок — до 300—500 $м^3/сек$, т. е. увеличивается в 100 раз.

Река Поронай имеет свои истоки на западных отрогах Восточно-Сахалинских гор. Длина ее около 200 *км*, ширина русла в верховьях 10—20 *м*, глубина до 0,5 *м*, скорость течения 1,0—1,5 *м/сек*. В устье ширина русла увеличивается до 30—50 *м*, глубина до 1,5—3,0 *м*, а скорость течения снижается до 0,5—0,6 *м/сек*.

Реки замерзают в ноябре — декабре. Замерзание начинается с образования заберегов и шуги. Толщина льда на перекатах 0,3—0,5 *м*, на плесах 0,8—1,0 *м*. Вскрываются реки в апреле, очищаются от льда в мае — июне. При ледоходах, продолжающихся 4—5 дней, часто возникают заторы. В течение года наблюдается три паводка: весной, в начале лета и во второй половине лета. Первый паводок вызывается таянием снегов на низменностях, второй — таянием снега в горах и третий — муссонными дождями.

Озера. На Сахалине имеется более 16 тысяч озер с общей площадью около 1,1 тыс. $км^2$. Большинство из них расположено на северо-западе острова, на Тымь-Поронайской и Муравьевской низменностях. Различаются лагунные, термокарстовые, пойменные, тектонические и подпруженные озера.

Лагунные озера (Невское в низовьях р. Поронай, Тунайча, Большое Вавайское на Муравьевской низменности и др.) возникли в результате отчленения косами и пересыпями прибрежного мелководья. Обычно они расположены вблизи берега моря и имеют соленые и солоноватые воды. Большинство из этих озер имеют связь с морем и до настоящего времени. Длина лагунных озер до 40 *км*, ширина до 10—12 *км*.

Термокарстовые озера образовались в результате оседания грунта после оттаивания мерзлоты и представляют характерный элемент тундрового ландшафта. Озера этого типа расположены главным образом на северо-западе и в центре острова.

Пойменные озера (старицы) преимущественно сосредоточены в Тымь-Поронайской низменности, где они приурочены к низким берегам рек Поронай и Тымь. Длина их до 4 *км*, ширина до 60 *м*, глубина до 2—3 *м*. Днища озер, как правило, илистые, часто поросшие растительностью. Режим озер находится в прямой зависимости от режима рек, в долинах которых они расположены. Иногда озера связаны протоками с речной системой. К тектоническим могут быть отнесены Медвежье, Гиляко-Абунанское, Одоптинское и другие озера в северной части острова. Наиболее крупное из них Медвежье озеро вблизи г. Охи имеет площадь бассейна 27,8 $км^2$ и глубину до 7 *м*. В озеро впадает 15 ручьев, а вытекает только одна речка. Типичным представителем подпруженных озер является оз. Сладкое на северо-западном побережье Сахалина; его длина 16 *км*, ширина до 2,8 *км*, глубина до 4 *м*.

Климат. Климат Сахалина преимущественно морской. Несмотря на расположение острова в сравнительно южных широтах, климат его суровый. По сравнению с материком зима на Сахалине более холод-

http://jurassic.ru/

ная и более влажная, а лето прохладное и дождливое. Особенно велико охлаждающее влияние Охотского моря на северную оконечность Сахалина, вблизи берегов которого плавающие льды встречаются почти в течение всей первой половины лета. Иная картина наблюдается на юго-западе острова, вдоль которого проходит северная ветвь теплого Цусимского течения, в результате действия которого юго-запад Сахалина по климатическим особенностям приближается к Северной Японии.

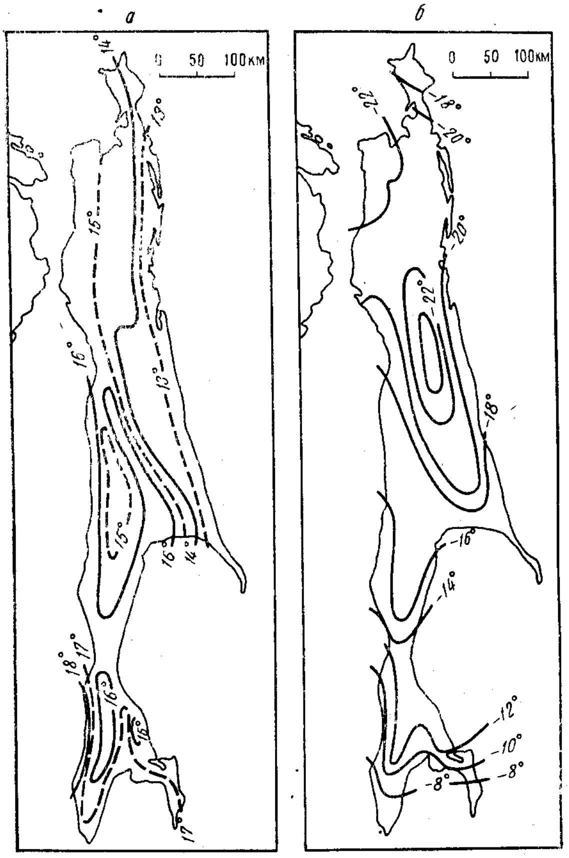


Рис. 4. Средние изотермы августа (*а*) и января (*б*)

Летние муссоны на Сахалине сравнительно слабы и неустойчивы по направлению и силе, зимние — более сильны и постоянны. Среднегодовая скорость ветра колеблется от 5 до 8,6 *м/сек*. Штормы преимущественно господствуют с октября по март. Скорость ветра при штормах до 30—40 *м/сек* и более.

Наиболее холодный месяц года — январь, наиболее теплый — август, а на юге к нему близок также и июль. Самая высокая среднегодовая температура воздуха установлена в городах Холмске (+3,9°) и Южно-Сахалинске (+2,2°), на севере она снижается до —1,4° (рис. 4).

Максимальное давление воздуха на севере острова приходится на январь — февраль (761,1 *мм*), на юге — на февраль — март (759,0—760,6 *мм*), минимальное давление (757,4—756,1 *мм*) отмечается в августе, а на юге в июле.

Вследствие меридионального расположения острова зимой температура сильно меняется по мере движения с севера на юг: средняя температура января от —26° в долине р. Тымь до —8° на южной оконечности острова (мыс Крильон). Абсолютные минимумы изменяются от —54° в долине р. Тымь до —26° на юге.

Летом сказывается смягчающее влияние океана, в связи с чем летние температуры мало изменяются с широтой. Средняя температура августа на севере колеблется от +12,8 до +16,5°, на юге — от +16,4 до +17,9°. Абсолютный максимум летних температур отмечается в г. Охе и пос. Смирных (+38°). Продолжительность вегетационного периода изменяется от 97 дней на севере до 146 дней в долине р. Тымь и до 167 дней на юге острова.

Климат центральной части острова, отгороженной от моря Западно-Сахалинскими и Восточно-Сахалинскими горами, более континентальный. Если на западном побережье острова средняя температура воздуха в январе достигает —16,6°, то в долине р. Тымь она понижается до —26°. Летом в июле жара здесь доходит до +38°.

http://jurassic.ru/

Среднегодовая абсолютная влажность воздуха 5,0—7,7 *мбар*. Максимального значения (11,6—17,2 *мбар*) она достигает в августе, минимального (1,1—2,5 *мбар*) — в январе и феврале. Относительная влажность высока в течение всего года и в среднем за год колеблется от 76% (г. Долинск) до 85% (г. Оха).

Сахалин — одно из наиболее облачных мест в мире с большим количеством туманов, из которых около 3/4 приходится на апрель—сентябрь. В течение года количество дней с туманами в Охе достигает 85, в Южно-Сахалинске — 79, в Тымовске — 22.

Среднегодовое количество осадков увеличивается с севера на юг от 500—600 до 800—1200 *мм*.

Зима на Сахалине морозная и ветреная с частыми буранами и снегопадами. Она продолжается от 5 месяцев на юго-западе до 7 месяцев на севере. Снежный покров появляется в конце октября — начале ноября, а сходит — в апреле—мае. Высота снежного покрова в северных районах острова в среднем 0,5 *м*, в южных — 0,7 *м*.

Весна на Сахалине затяжная и холодная. Лето продолжается 2,0—2,5 месяца; только июль и август — безморозные. Иногда в начале лета выпадает снег (1 июня 1963 г.).

Почвы. На Сахалине выделяются три подзоны с различными почвами: северная — подзолисто-болотная, центральная — комплексная дерново-подзолистая и южная — дерново-бурая. А. М. Ивлев (1965) выделяет 12 типов почв, из которых 5 распространены в горных районах и 7 на равнинах и низменностях. В горных районах выделяются горно-сухоторфянистые, горно-торфянисто-глеевые, горно-лесные кислые гумусо-иллювиальные, горно-лесные бурые и горно-подзолистые почвы, на равнинах и низменностях — луговые (лугово-дерновые и лугово-глеевые), лесные дерновые, бурые лесные, подзолистые, аллювиальные, болотные и примитивнодерновые.

В пределах горных районов до 75% площади занято горно-подзолистыми (на севере) и горно-лесными бурыми (на юге) почвами, на которых произрастают елово-пихтовые леса. Горно-лесные кислые гумусо-иллювиальные почвы занимают до 15—20% площади горной части острова на высотах 300—500 *м* на севере и 500—800 *м* на юге. На этих почвах произрастают каменноберезовые леса и заросли курильского бамбука. Горно-сухоторфянистые и горно-торфянисто-глеевые почвы встречаются лишь на гольцевых вершинах или окаймляют их узкими полями. Они обычно покрыты кустарниковой растительностью и кедровым стлаником. На равнинах и низменностях максимально распространены подзолистые и болотные почвы. Они почти полностью покрывают Северо-Сахалинскую равнину, до 59% площади Сусунайской и 66% Тымь-Поронайской низменностей. Эти почвы особенно важны для лесного хозяйства и оленеводства.

Наиболее плодородными являются лугово-дерновые и аллювиальные почвы, но распространены они незначительно (соответственно 60 и 7 тыс. *га*) на отдельных участках Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей.

Площади с лугово-глеевыми почвами общей площадью около 35 тыс. *га* используются главным образом под пастбища.

Лесные дерновые и бурые лесные почвы являются одним из основных, пока мало используемых резервов для расширения сельскохозяйственных угодий на Сахалине. Общая площадь их более 200 тыс. *га*.

Растительный покров. В растительном покрове острова основная роль принадлежит представителям охотско-камчатской флоры с примесью курильских, японских и китайских форм. По мере движения к северу постепенно уменьшается количество японо-маньчжурских ви-

http://jurassic.ru/

дов, сменяющихся северными восточносибирскими и камчатскими растениями.

А. И. Толмачев (Толмачев, 1955) выделяет на Сахалине четыре подзоны): а) лиственничных лесов; б) зеленомощных темнохвойных лесов с преобладанием пихты; в) темнохвойных лесов с преобладанием пихты; г) темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород (рис. 5).

Рис. 5. Геоботанические районы Сахалина (по А. И. Толмачеву)

I. Подзона лиственичных лесов. II. Подзона зеленомощных темнохвойных лесов с преобладанием ели. III. Подзона темнохвойных лесов с преобладанием пихты. IV. Подзона темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород

Первая подзона охватывает северную равнинную часть острова с резко выраженным преобладанием лиственничных лесов из даурской лиственницы (*Larix dahurica*) и лиственничных редколесий с густыми зарослями кустарников. Елово-пихтовые леса играют здесь подчиненную роль. На п-ове Шмидта лиственничные леса господствуют на низких уровнях, выше произрастают темнохвойные леса из аянской ели или каменноберезовые леса, сменяющиеся выше густыми зарослями кедрового стланика.

Вторая подзона зеленомощных темнохвойных лесов с преобладанием ели занимает среднюю часть острова от низовьев р. Тымь до перешейка Поясок. Эти леса образованы в основном аянской елью (*Picea ajanensis* Fisch.) и сахалинской пихтой (*Abies sachalinensis* Fr. Schm.), замещающейся на юге острова близким видом *Abies Mayriana* Miyabe et Kubo.

Для этой подзоны характерно широкое развитие елово-пихтовых лесов с ковром зеленых мхов, с явно выраженным преобладанием ели над пихтой. Такие леса занимают горные склоны всех экспозиций. На дренированных террасах в долинах развиты елово-пихтовые леса с ковром папоротников. Вблизи берега моря на средних высотах в подлеске произрастает тисс. К заболоченным площадям приурочены лиственничные леса.

В северной части подзоны довольно широко распространены лиственнично-темнохвойные леса и высокорослые низинные лиственничники.

На горных склонах, на более значительных высотах, а также на гребнях горных гряд пояс темнохвойного леса окаймляется редкостойным лесом из каменной березы (*Betula Ermani* Cham.) с примесью курильского бамбука (*Sasa kurilensis* Rupr.).

Для речных долин характерны лиственные леса из тополя Максимовича, ив и ольхи с примесью вяза и ясеня с зарослями крупнотравья. На надпойменных террасах располагаются злаково-разнотравные луга. Болотные массивы приурочены к южной половине Тымь-Поронайской низменности.

По сравнению с северной подзоной для флоры этой подзоны характерно большее богатство видами деревьев и кустарников: вяз, ясень, клен, на юге дуб (*Quercus mongolica* Fisch.). Несколько севернее 51° с. ш. проникают тисс и вечнозеленый *Ilex rugosa* Fr. Schm. Повсеместно встречаются лиана актинидия (*Actinidia kolomikta*), лимонник

http://jurassic.ru/

(*Schirandra chinensis* Turcz Bail) и в южной части виноград (*Vitis kaempferi* Koch).

К югу от 48-й параллели расположена подзона темнохвойных лесов с преобладанием пихты. Для этой подзоны характерно значительное распространение елово-пихтовых лесов с ковром папоротников на горных склонах и подчиненной ролью темнохвойных лесов зеленомошников. В прибрежно-морских районах в елово-пихтовых лесах присутствует древовидный тисс.

Лиственные леса занимают низменные заболоченные пространства. По долинам рек произрастают тополь, ива, вяз (*Ulmus propingua* Koidz) и ясень. Чаще встречаются дуб, значительно больше курильского бамбука, растущего не только на склонах гор, но и в низинах, даже под пологом темнохвойного леса и лиственницы.

Флора подзоны значительно обогащена южными формами древесных пород и кустарников, обнаруживая сходство с флорой о. Хоккайдо и Южных Курильских островов и меньшее сходство с флорой материковых районов Дальнего Востока.

Крайний юго-запад Сахалина относится к подзоне темнохвойных лесов, с примесью широколиственных пород, с преобладанием пихты над елью, присутствием древовидного тисса и примесью широколиственных пород: сахалинского бархата *Phellodendron sachalinense* Fr. Schm. (Sarg), дуба (Quercus crispula Bl.), клена (*Acer pictum* Thunb.), диморфанта (*Kolopamax septemlobum* Mig.) и др. Характерно большое обилие и разнообразие лиан и мощное развитие зарослей курильского бамбука. Болота в этой подзоне занимают ничтожные площади.

Леса подзоны лиственичных лесов имеют только местное значение, развитие лесной промышленности здесь вряд ли возможно.

Темнохвойные леса с преобладанием ели имеют значительные запасы древесины и представляют большую промышленную ценность.

Темнохвойные леса с преобладанием пихты и с примесью широколиственных пород в прошлом обладали значительными ресурсами, но в настоящее время они сохранились лишь на небольшой площади.

Животный мир. Для животного мира Сахалина характерно господство охотских и сибирских элементов с примесью некоторых маньчжурских форм.

Из млекопитающих на острове обитают медведь, росомаха, лисица, рысь, соболь, бурундук, белка, летяга, заяц, кабарга, северный олень.

К типично охотским и сибирским видам птиц (дикуша, кедровка, синица, дятлы и др.) в южной части острова примешиваются не менее 15 гималайских и китайских видов (японская мухоловка, сахалинский дрозд, длиннохвостый снегирь и др.).

В реках Сахалина и омывающих его морях водится более 600 видов рыб, из которых сельдь, лососевые, сайра, морской окунь, навага, камбала, минтай имеют важнейшее промысловое значение. Охотское и Японское моря богаты морским зверем (нерпа, сивуч и др.) и морепродуктами. На о. Тюленьем известны большие лежбища котика. В оз. Буссе в значительных объемах добывается водоросль анфельция, продукт переработки которой (агар-агар) пользуется большим спросом не только на внутреннем, но и на внешнем рынке.

Пути сообщения. Связь Сахалина с материком регулярно осуществляется морским и воздушным путями. Крупнейшими морскими портами на юге острова являются Холмск и Корсаков, на севере — Москальво. Между портами острова в период навигации (апрель—октябрь) регулярно осуществляется местное каботажное плавание.

http://jurassic.ru/

Крупным железнодорожным узлом южной части острова является г. Южно-Сахалинск, от которого к северу, югу и западу расходится сеть линий. Наиболее протяженная линия проходит к северу от г. Южно-Сахалинска вдоль восточного побережья острова и по западной окраине Тымь-Поронайской низменности до Тымовска. Продолжается строительство железнодорожной линии Тымовское—Ныш—Ноглики. К западу от Южно-Сахалинска железная дорога пересекает Южно-Камышевый хребет и выходит к г. Холмску на западном побережье, от которого продолжается до пос. Шебунино на юге и до пос. Ильинского на севере. Сравнительно короткими линиями г. Южно-Сахалинск связан с городами Корсаковом и Анива. На перешейке Поясок начато строительство железнодорожной ветки между станциями Ильинская (на западе) — Арсентьевка (на востоке). На севере острова г. Оха связан железной дорогой с портом Москальво на западе и пос. Катангли на юге. На многих шахтах и леспромхозах действует большая сеть ведомственных железных дорог. В ближайшие годы предусматривается построить паромную переправу между портами Ванино и Холмск.

Наиболее густая сеть шоссейных дорог развита в Сусунайской и Тымь-Поронайской низменностях и на западном побережье Сахалина. Эти дороги преимущественно имеют гравийно-галечниково-щебнистое покрытие. В горных районах проложены тропы. На побережьях острова возможно передвижение пешеходов и транспорта по пляжу в период отливов.

Южно-Сахалинский аэропорт имеет регулярное сообщение с Москвой, Хабаровском, Владивостоком и другими городами, а также со многими населенными пунктами на острове.

Население. Города. Экономика. На 1/1 1967 г. население Сахалинской области составляло 636,9 тыс. человек, из которых 523,6 тыс. человек (82,2%) проживало в городах и 113,3 тыс. человек (17,8%) в сельской местности. Население преимущественно сосредоточено на западном и восточном побережьях Южного Сахалина в районах развития угольной, лесной и целлюлозно-бумажной промышленности, а также на Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностях, где интенсивно развивается сельское хозяйство. Горные районы внутри острова заселены слабо. Средняя плотность населения на 1 *км*^{2} на Сахалине 8,2 человека, а на юге острова (южнее перешейка Поясок) около 22 человек.

На Сахалине 9 городов областного подчинения, 8 городов районного подчинения, 33 поселка городского типа и 61 сельский совет. Административным, промышленным, культурно-просветительным центром области является г. Южно-Сахалинск. На западном побережье острова к наиболее крупным относятся города Александровск-Сахалинский, Углегорск, Холмск и Невельск; в Сусунайской низменности — Корсаков и Долинск, на побережье залива Терпения — Поронайск, в северо-восточной части острова — Оха.

Разнообразие природных условий Сахалина и наличие различных видов минерального сырья в его недрах определяют многогранность экономики острова.

Основными отраслями народного хозяйства области являются рыбная (34,1% от общего объема промышленной продукции), целлюлозно-бумажная (14,7%), лесная и деревообрабатывающая (10,7%), угольная (6,7%), машиностроительная и металлообрабатывающая (6,6%), нефтегазодобывающая (2,1%) промышленности и промышленность строительных материалов (7,7%). Сельское хозяйство играет подчиненную роль.

http://jurassic.ru/

Важнейшими центрами рыбной промышленности являются города Невельск, Холмск, Александровск-Сахалинский, Корсаков и Поронайск. Предприятия целлюлозно-бумажной промышленности области сосредоточены в городах Поронайске, Макарове, Долинске, Корсакове, Холмске, Чехове, Томари и Углегорске.

Сахалин имеет крупную лесную и деревообрабатывающую промышленность. Для переработки древесины создано несколько новых деревообрабатывающих и лесопильных заводов. В пос. Буюклы построен домостроительный комбинат. В городах Южно-Сахалинске, Александровске-Сахалинском, Охе и др. работают комбинаты и цеха по выпуску мебели.

Недра Сахалина содержат огромные запасы высококачественных бурых и каменных углей, часть из которых может быть использована в коксохимической промышленности для получения металлургического кокса и других ценных продуктов.

Впервые добыча угля была начата на Дуйском месторождении в 1852 г. командой шхуны «Восток», входившей в состав Амурской экспедиции (1849—1855 гг.), возглавляемой Г. И. Невельским. Несмотря на колоссальные запасы и высокое качество сахалинских углей, до 1917 г. было добыто лишь около 830 тыс. *т* угля. За годы Советской власти, особенно после 1946 г., угольная промышленность на Сахалине по существу создавалась заново. Были выстроены Вахрушевский и Новиковский карьеры, шахты «Шебунино», № 5/6, проведена коренная реконструкция почти всех бывших японских шахт в южной части острова.

Нефтедобывающая промышленность сосредоточена в северо-восточной части Сахалина, хотя в последнее время геологоразведочными работами получены промышленные притоки нефти и газа и в северо-западной части острова (Березовская площадь). Рождение советской нефтедобывающей промышленности на Сахалине относится к 1928 г. В 1941 г. начата добыча газа и использование его для нужд нефтегазодобывающей промышленности и коммунального хозяйства г. Охи и прилегающих поселков. На нефтеперерабатывающие предприятия Хабаровского края сахалинская нефть поступает по нефтепроводу Оха—Комсомольск-на-Амуре. На Камчатку, в Магаданскую область, Приморский край и на экспорт вывоз нефти производится морским транспортом в период навигации.

Металлообрабатывающая промышленность в основном сосредоточена в городах Южно-Сахалинске, Холмске, Невельске, Корсакове и Охе.

В г. Южно-Сахалинске находятся паровозо-вагоноремонтный, механический и другие заводы, в городах Холмске и Невельске — судоремонтные заводы, в г. Охе — механический завод.

Значительные изменения произошли в электроэнергетике Сахалина. На смену мелким, не экономичным электростанциям в 1965 г. в пос. Вахрушево сдан в эксплуатацию первый энергоблок Южно-Сахалинской ГРЭС, базирующейся на бурых углях Вахрушевского месторождения. Построена первая очередь и продолжается расширение Охинской ТЭЦ, работающей на газе.

На Сахалине была создана база для ускоренного развития промышленности строительных материалов: увеличилось производство стеновых блоков, сборных железобетонных конструкций и деталей, резко увеличилась добыча крупных и мелких заполнителей бетонов. Основными центрами промышленности строительных материалов являются города Южно-Сахалинск, Оха, Холмск, Поронайск, Углегорск, Корсаков.

http://jurassic.ru/

Наряду с развитием промышленности в области постоянно расширяется сельское хозяйство: картофелеводство, овощеводство, молочное скотоводство, птицеводство и свиноводство. В северных и центральных районах занимаются оленеводством, а на юге острова — звероводством (разведение норки и серебристой лисицы). Основные сельскохозяйственные районы расположены в Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностях и на западном побережье острова, в районе г. Углегорска.

Животноводство на Сахалине преимущественно имеет мясо-молочное направление.

http://jurassic.ru/

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ САХАЛИНА

Накопленные данные о составе и строении осадочных толщ, о составе и формах проявления магматических образований, а также о характере складчатости и разрывных нарушениях позволяют рассматривать о. Сахалин как особую структуру — как Сахалинскую складчатую область. Общность строения отдельных частей Сахалинской складчатой области обусловлена не только геологическими процессами, проявившимися в конце мезозоя и в кайнозое, но и в сходстве геологических событий более раннего промежутка геологического времени. Наряду с чертами сходства, характерными для всего острова, наблюдаются и значительные отличия в строении отдельных его частей. Они обусловлены: разной интенсивностью проявлений процессов новейшей тектоники и соответственно меняющейся величиной эрозионного среза отдельных крупных частей острова, а также отличными морфологическими чертами; различной интенсивностью колебательных движений земной коры и масштабом прогибания, определившими меняющуюся (иногда значительно) мощность накопившихся осадочных толщ в неогене, палеогене, позднем мелу; различной интенсивностью складчатых процессов в мезо-кайнозое и соответственно разной структурой отдельных районов и, наконец, различной интенсивностью магматической деятельности: интрузивной и эффузивной. Все это определило также и различие отдельных регионов в отношении преобладающего комплекса полезных ископаемых как в качественном, так и в количественном отношении, характеризующих отдельные регионы Сахалина.

Вследствие этого в пределах Сахалина отчетливо выявляется несколько крупных регионов, или крупных структурно-фациальных зон: Западно-Сахалинский, Восточно-Сахалинский, Тымь-Поронайский, Тонино-Анивский, Северо-Сахалинский и Шмидтовский (см. рис. 69).

Западно-Сахалинский регион, или Западно-Сахалинская структурно-фациальная зона, является одной из наиболее крупных структур острова. Он протягивается от р. Виахту на севере до мыса Крильон на юге, т. е. примерно на 650 *км*. На западе этот регион окаймляется морем, на востоке — отчасти морем, отчасти Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностями. Структура региона отчетливо антиклинальная. Крылья этой крупной антиклинали, или скорее антиклинория, получившего название Западно-Сахалинского антиклинория, сложены неогеновыми отложениями, а ядро — палеогеновыми и меловыми, главным образом верхнемеловыми отложениями. Еще ниже, очевидно, залегают более древние мезозойские и палеозойские образования, отдельные выходы которых установлены в Таулан-Армуданской гряде и к северу от Арково, в верховьях р. Ноями.

Меловые отложения (альбские и верхнемеловые) образуют обширное, вытянутое в меридиональном направлении, поле распространения, именуемое Главным меловым полем Сахалина. В пределах этого поля

http://jurassic.ru/

меловые отложения закономерно с юга на север изменяются фациально. Общая мощность этих отложений около 6000 *м*. Преобладающим типом отложений являются морские терригенные образования. На широте примерно г. Углегорска часть морских отложений замещается пресноводно-континентальными угленосными отложениями, достигающими весьма значительной мощности к северу от р. Августовки. Как видно будет далее, заметное отличие в составе меловых отложений определило выделение для севера и юга особых местных стратиграфических подразделений: свит и подсвит, хорошо коррелирующихся между собой благодаря некоторым, проходящим через все Главное меловое поле маркирующим горизонтам, с характерными комплексами морской фауны. Вулканогенные образования в составе меловых отложений не имеют сколько-нибудь существенного значения.

Палеогеновые отложения также образуют обширное и весьма протяженное поле, вытянутое параллельно, но к западу от Главного мелового поля. Они согласно, местами с размывом, залегают на наиболее молодых меловых отложениях. Толща палеогена мощностью около 2500—3000 *м* расчленяется на две части: нижнюю — существенно пресноводно-континентальную терригенную, угленосную и верхнюю — морскую, но также терригенную. На всем протяжении поля распространения палеогеновые отложения в фациальном отношении изменяются сравнительно незначительно, и только верхняя часть их на севере несколько изменяется, вследствие чего выделяется как самостоятельное стратиграфическое подразделение, получившее название геннойшинской свиты. Однако для палеогеновых отложений, как и для меловых, вулканогенные образования вообще не характерны. В этом отношении меловые и палеогеновые толщи резко отличаются от более молодых неогеновых отложений Западного Сахалина.

Меловые отложения и залегающие на них палеогеновые отложения собраны в сравнительно простые складки, вытянутые в северо-северо-западном направлении и разорванные тектоническими нарушениями. Углы наклона крыльев, как правило, не превышают 30—40°, но иногда достигают и до 70—80°. Неогеновые отложения в пределах Западно-Сахалинского региона, как указывалось, слагают крылья антиклинория и его периклинальную часть. В центральной части они, по-видимому, были также распространены, но в четвертичное время полностью уничтожены эрозией. Отложения этого возраста на западе рассматриваемого региона залегают согласно, без заметного размыва на наиболее молодых из палеогеновых отложениях. На востоке же они залегают или резко несогласно на различных горизонтах меловых отложений или соприкасаются с последними по поверхности тектонических разрывов. Таким образом, палеогеновые отложения на востоке региона пока не обнаружены. Одни исследователи предполагают, что эти отложения в восточной части Западно-Сахалинских гор не накапливались. Другие же считают, что палеогеновые отложения в преднеогеновое время были размыты, хотя ранее и накапливались в этой зоне. По-видимому, вторая точка зрения более правильна.

В отличие от меловых и палеогеновых неогеновые отложения значительно более изменчивы в фациальном отношении и представлены более разнообразным комплексом образований. Среди них преобладают морские терригенные отложения, наряду с которыми присутствуют также и пресноводно-континентальные угленосные отложения и существенно вулканогенные образования, отчасти представленные лавами, но в большей степени туфами, туфобрекчиями, туффитами и вулканомиктовыми песчаниками.

http://jurassic.ru/

Общая мощность неогеновых отложений колеблется в пределах до 4000—5000 *м*, но на юго-западе в Холмском и Углегорском районах суммарная мощность неогеновых отложений возрастает до 7500 и более метров. Однако вследствие размыва в четвертичное время, как правило, мощность сохранившихся от размыва неогеновых образований не превышает 3000—3500 *м*.

Сокращение мощности неогеновых отложений произошло не только в результате четвертичного размыва, но также и в результате размывов в течение неогенового времени. В ряде мест наблюдаются выпадения из разреза отдельных толщ. Так, например, фиксируются размывы в основании холмской, верхнедуйской, маруямской свит и иногда в основании верхней подсвиты маруямской свиты. Изменчивость состава неогеновых отложений определила необходимость выделения даже в пределах единого Западно-Сахалинского региона одновозрастных, но вполне самостоятельных местных стратиграфических подразделений: свит и подсвит. На юго-западе и западе рассматриваемого региона неогеновые отложения расчленяются последовательно снизу вверх на аракайскую, холмскую, невельскую, чеховскую, верхнедуйскую, курасийскую, маруямскую и орловскую свиты, причем возраст верхней части последней рассматривается как плиоцен-четвертичный. На востоке Западно-Сахалинского региона аракайская свита существенно вулканогенно-терригенного состава замещается гастелловской свитой, почти не содержащей вулканогенного материала, или иногда полностью выклинивается, вероятно, за счет размыва в предверхнедуйское время.

Невельская свита, достигающая значительной мощности в Холмском районе, обычно отсутствует в разрезе более северных и западных районов. Но ее отсутствие, очевидно, не связано с размывом, а скорее обусловлено меньшим градиентом прогибания этих районов и соответственно накоплением маломощных пачек отложений, которые трудно отличаются по составу от холмской и чеховской свит и, видимо, включаются в их состав. Чеховская свита в своем типичном выражении представлена лишь на юге Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны. Севернее она или смыта в предверхнедуйское время или фациально меняется, одновременно сокращаясь в мощности, и не отделяется от подстилающих отложений.

На северо-западе, в Александровском районе, нижняя часть неогеновых отложений имеет весьма отличные черты, вследствие чего большинством исследователей здесь выделяются особые стратиграфические подразделения. В отличие от более южных районов эта часть разреза неогена представлена мощными толщами пресноводно-континентальных угленосных отложений (ахснайская и отчасти агневская свиты) и вулканогенными образованиями (хойнджинская свита).

Стратиграфически выше рассмотренных отложений повсеместно в пределах Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны залегает весьма характерная верхнедуйская угленосная толща. Эта толща представляет собою основание нового трансгрессивного цикла седиментации, следовавшего за временным отступанием моря и характеризующегося новым расширением площади седиментации. Вследствие этого в ряде мест верхнедуйская свита залегает с отчетливым стратиграфическим несогласием на подстилающих ее отложениях и в том числе на значительно более низких стратиграфических горизонтах, а на севере района даже и на меловых отложениях (район пос. Мгачи). Состав этой свиты изменяется хотя и в очень незначительной степени. Обычно верхнедуйская свита состоит из алевролитов, аргиллитов, песчаников, линз и пластов ископаемого угля, каменного или переходного к бурому. Мощность свиты 200—500 *м*.

http://jurassic.ru/

Перекрывается верхнедуйская свита мощной толщей морских отложений. Мощность этих отложений достигает 3500 *м*. На юго-западе в Холмском районе и на п-ове Крильон выше верхнедуйской свиты залегает аусинская свита (сертунайский горизонт) алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью от 110 до 400 *м* и еще выше курасийская свита (окобыкайский горизонт) алевритистых опок и аргиллитов мощностью до 1000 *м*.

Севернее, в Углегорском районе, обе эти свиты представлены главным образом аргиллитами, причем нижняя имеет мощность от 40 до 300 *м*, а верхняя до 2750 *м*.

Еще далее на север, в Александровском районе, на верхнедуйской свите залегает сертунайская свита, ритмично чередующихся тонкозернистых песков и песчаников с алевролитами мощностью до 1500 *м*, а выше лежит александровская, или окобыкайская, свита мощностью 250—280 *м*, причем верхняя часть этих отложений, очевидно, смыта.

На юго-востоке Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны в Долинском районе верхнедуйская свита, вероятно, полностью размыта, и холмская свита перекрывается более высокими неогеновыми отложениями — маруямской свитой, залегающей на ней с размывом. Аналоги ахснайской и курасийской свит здесь, очевидно, смыты, хотя южнее, на Тонино-Анивском полуострове, они сохранились и имеют мощность более 1500 *м*.

Севернее, в Макаровском районе, верхнедуйская свита перекрывается аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников мощностью более 650 *м*. Ранее они назывались курасийской свитой, но теперь нижняя часть этих отложений рассматривается как сертунайская свита, а верхняя — как курасийская свита.

В Побединском районе, на северо-востоке Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны выше верхнедуйской свиты залегает толща аргиллито-алевролитового состава мощностью до 1900 *м*. Эта толща в настоящее время рассматривается как аналог сертунайской, окобыкайской и нутовской свит. Наконец, еще далее на север, в Тымовском районе, над верхнедуйской свитой залегает сертунайская свита песчано-алевритового состава мощностью до 1000 *м*, а затем окобыкайская свита чередующихся аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью до 1500 *м*. Над этими отложениями в Западно-Сахалинских горах залегает мощная толща морских песчаников, отчасти алевролитов и аргиллитов, с пачками, очевидно, пресноводно-континентальных отложений с лигнитами, получившая название маруямской свиты. Мощность свиты достигает 2000—3300 *м*. Свита местами залегает с довольно глубоким размывом на подстилающих отложениях. Местами верхняя ее часть лежит с размывом на нижней, местами же, на п-ове Крильон и на северо-востоке Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны, в нее вклинивается существенно вулканогенная толща, которую некоторые исследователи называют лиманской свитой. Мощность ее достигает 500 *м*.

В районе мыса Ламанон и Ламанонского горного узла распространена так называемая орловская свита, сложенная лавами базальтов, андезитов и андезито-базальтов и их туфов. Часть этих образований вклинивается в верхние слои маруямской свиты, а часть перекрывает ее. Возраст свиты определяется как плиоцен-четвертичный. Хотя внутри неогеновых отложений фиксируются размывы, структурно эта толща осадков представляет собою единое целое и все ее слои дислоцированы параллельно. Отложения образуют пологие структуры, удлиненные в меридиональном или северо-северо-западном направлении. Углы наклона крыльев складок обычно пологие, но иногда измеряются 60—70°

http://jurassic.ru/

и реже более. Крылья складок рассечены иногда весьма протяженными разломами меридионального или субширотного простирания. Один из крупных разломов установлен по восточной краевой части Западно-Сахалинской зоны. Этот разлом получил название Центрально-Сахалинского (Козырев, 1956в; Ковальчук, 1964). Он протягивается более чем на 300 *км*, а амплитуда его измеряется сотнями метров, а иногда более чем 1000 *м*.

Многочисленные разломы пересекают неогеновые отложения в целом ряде районов, особенно на севере, и создают сложную мозаичную структуру Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны.

В пределах Западно-Сахалинской зоны распространены жилы и дайки ранне-среднемиоценовых андезитов и базальтов, среднемиоценовых диоритов, долеритов и диоритовых порфиритов и плиоценовые монцониты, эссекситы и сиениты в форме пластовых тел и лакколитов. Последние особенно многочисленны в Углегорском и Александровском районах.

Восточно-Сахалинский регион. На востоке Сахалина в Восточно-Сахалинских горах и на п-ове Терпения располагается второй по величине регион Восточно-Сахалинская структурно-фациальная зона.

Этот регион еще недостаточно изучен, но выполненные в последнее время исследования Ю. М. Ковтуновича, В. Т. Шейко, В. П. Клюева, В. С. Рождественного, В. О. Савицкого и др. показали значительные отличия этого региона от смежных регионов и особенности истории его геологического развития.

В строении региона принимают участие ранне-среднепалеозойские, верхнепалеозойские, юрско-раннемеловые и верхнемеловые отложения, слагающие его центральную часть. Окраины региона сложены неогеновыми отложениями, залегающими резко несогласно на перечисленных выше донеогеновых образованиях. Палеогеновые отложения здесь не установлены.

Рассматривая в целом всю эту структуру, можно видеть ее отчетливое антиклинальное строение. Развитые здесь стратифицированные отложения отчетливо образуют два структурных яруса: верхний, сложенный неогеном, и нижний — меловыми и более древними образованиями. Нижний ярус слагает ядро антиклинали, или скорее антиклинория, а верхний — крылья этого антиклинория.

Нижний ярус представляет собою сложную структуру, основные черты которой только сейчас начинают вырисовываться.

Самые древние из известных здесь отложений представлены вальзинской серией ранне-среднепалеозойского возраста, сложенной мощной толщей метаморфических сланцев зеленокаменной фации метаморфизма. Выше лежат верхнепалеозойские терригенно-кремнистые образования житницкой свиты. Еще выше залегает толща мощностью более 5000 *м* вулканогенно-терригенно-кремнистых образований набильской серии юрско-раннемелового возраста. Наиболее молодыми образованиями нижнего структурного яруса являются верхнемеловые отложения, представленные рымникской серией, а на п-ове Терпения — котиковской серией. Последняя является весьма сходной с красноярковской свитой и верхней частью быковской свиты Западно-Сахалинской зоны. Рымникская серия по возрасту соответствует примерно верхней части верхнемеловых отложений. По составу она резко отличается от одновозрастных отложений Западно-Сахалинской зоны прежде всего вулканогенно-терригенно-кремнистым составом и большой мощностью — более 4000—5000 *м*.

Весь этот комплекс образований нижнего структурного яруса сложно дислоцирован с образованием узких линейных, иногда изокли-

http://jurassic.ru/

нальных и запрокинутых складок северо-северо-западного простирания и пересечен протяженными разломами с большой амплитудой.

Отличием Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоны также является более широкое распространение в ее пределах интрузивных образований и, в частности, гранитоидов, слагающих крупные массивы. Возраст этих интрузий предположительно палеогеновый, возможно позднепалеогеновый, так как они рассекают меловые образования, но не рвут неогеновые отложения. Здесь также распространены дайки и малые интрузии меловых или, может быть, более молодых основных и ультраосновных пород, а также поздненеогеновых андезитов и трахиандезитов.

Неогеновые отложения, как указывалось, образуют верхний структурный ярус. Они залегают резко несогласно на образованиях нижнего структурного яруса. На севере зоны, в районе Набильского и Лунского хребтов, эти отложения залегают с резким несогласием на отложениях юрско-меловой набильской серии, а на востоке — на отложения набильской и верхнемеловой рымникской серий. На западе в пограничной полосе Восточно-Сахалинской и Тымь-Поронайской зон неогеновые отложения резко несогласно залегают на слоях вальзинской серии.

Комплекс неогеновых отложений на востоке Восточно-Сахалинской зоны довольно отличен как от одновозрастных отложений Тымь-Поронайской, так и Западно-Сахалинской зоны. В основании неогена здесь залегает так называемая люкаминская свита, которая ранее рассматривалась как палеогеновая (Плешаков, 1956). В настоящее время еще не ясен вопрос о возрасте этой свиты, но многие исследователи рассматривают ее как неогеновую или как позднеолигоценовую (Жидкова, 1961в). Начинается эта свита мощной пачкой валунно-галечных базальных конгломератов, выше которой лежит алеврито-песчаная толща с пластами угля и остатками растений. Общая мощность свиты до 1000 *м*. Выше залегает мутновская свита алевролитов морского происхождения мощностью до 800 *м*. Еще выше залегает пиленгская свита, также состоящая из алевролитов, но весьма плотных, кремнистых, мощностью до 1400 *м*, а затем борская свита песчано-алевролитового состава мощностью до 2600—2800 *м*.

Пиленгская свита залегает на мутновской согласно, но местами лежит трансгрессивно прямо на люкаминской свите или меловых отложениях. Борская свита лежит несогласно с размывом то на пиленгской свите, то на меловых отложениях. Мутновская, пиленгская и борская свиты считаются миоценовыми.

Еще выше лежит уранайская свита, состоящая из песков и песчаников мощностью до 450 *м*, и затем хузинская свита из песчанистых глин и песков. Эти верхние две свиты относятся к плиоцену.

Особое место занимает лиманская свита, состоящая из туфов андезитового состава, туфобрекчий, туфогенных песчаников и конгломератов мощностью до 800 *м*. По данным В. О. Савицкого, она залегает на борской свите и перекрывается уранайской свитой. На юге Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоны на п-ове Терпения лиманская свита залегает непосредственно на меловых отложениях и, по-видимому, перекрывается верхней подсвитой маруямской свиты.

В пределах рассматриваемой зоны четвертичные отложения распространены чрезвычайно широко, но мощность их невелика. Залегают они несогласно на всех более древних отложениях и представлены континентальными озерно-аллювиальными, ледниковыми и делювиальными образованиями.

Неогеновые отложения прорваны плиоценовыми дайками андезитового и трахиандезитового состава.

http://jurassic.ru/

Дислоцированы неогеновые отложения в крупные пологие складки, часто брахиформные, с углами падения крыльев 15—20°, редко 45—60°. Простирание осей складок почти меридиональное или восток-северо-восточное.

Как указывалось выше, структура Восточно-Сахалинской зоны отчетливо антиклинальная. Ядро этой крупной антиклинали, получившей название Восточно-Сахалинского антиклинория, сложено нижним структурным ярусом, а крылья — верхним структурным ярусом, причем нижний структурный ярус в свою очередь весьма сложно дислоцирован.

Тымь-Поронайский регион. Между Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской структурно-фациальными зонами располагается весьма протяженная линейно вытянутая структура отчетливо синклинального строения, обычно именуемая Центрально-Сахалинским синклинорием. Эта структура протягивается от широты устья р. Тымь до залива Терпения. Ее длина около 250 *км*, ширина от 30 до 60 *км*. В строении зоны принимают участие два структурных яруса. Нижний ярус сложен донеогеновыми, а верхний неогеновыми отложениями, выше которых залегают четвертичные отложения иногда значительной мощности (до 150—200 *м*).

Строение Тымь-Поронайской зоны сложное и пока еще слабо изучено вследствие плохой обнаженности. Пространственно эта зона совпадает с Тымь-Поронайской низменностью, у поверхности которой залегают главным образом четвертичные отложения иногда значительной мощности, скрывающие детали строения верхнего структурного яруса, а под последним залегают донеогеновые отложения, структура которых изучена лишь в самых общих чертах и главным образом геофизическими методами и отчасти буровыми скважинами.

Имеющиеся данные показывают, что среди донеогеновых отложений нижнего яруса распространены вальзинская и далдаганская серии, возможно, набильская серия и меловые отложения. Все эти отложения сложно дислоцированы и, по-видимому, прорваны небольшими интрузиями основного и среднего состава. В настоящее время эти отложения обнажаются в ядрах антиклинальных структур в Таулан-Армуданской гряде, на Онорской сопке или залегают на небольшой глубине (до 300—1000 *м*) под неогеновыми отложениями, например в районе ст. Буюклы.

Неогеновые отложения в пределах этой зоны представлены гастелловской, холмской, чеховской, верхнедуйской, сертунайской, курасийской (аналог окобыкайской), маруямской и лиманской свитами. Их суммарная мощность около 5000 *м*. Однако сохранилась от размыва только часть этих отложений, достигающая мощности примерно 2500—3000 *м*. Четвертичные отложения достигают мощности 200 *м* на юге зоны, где они представлены озерно-аллювиальными и морскими осадками.

Неогеновые отложения в пределах рассматриваемой зоны образуют пологие куполовидные складки, несколько вытянутые параллельно простиранию зоны. В целом ряде мест складки разорваны сбросами и надвигами.

Северо-Сахалинский регион. Северная часть о. Сахалин, получившая название Северо-Сахалинской структурно-фациальной зоны, приурочена к Северо-Сахалинской низменности, представляющей собою чередование холмисто-увалистых возвышенностей и гряд с равнинами, расположенными между ними. По размерам эта зона примерно равна Западно-Сахалинской зоне. Ее длина около 200 *км*, ширина до 90 *км*. Строение зоны отчетливо двухъярусное. Нижний ярус слагается донео-

http://jurassic.ru/

геновыми отложениями, а верхний — толщей неогеновых отложений, достигающей мощности 6—8 *км*.

О составе и строении нижнего структурного яруса судить трудно, так как на поверхность он нигде не выходит, а количество глубоких скважин, пробуренных глубже неогеновых отложений, весьма незначительно. На основании изучения центральных частей Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского антиклинориев можно предположить, что в пределах Северо-Сахалинской зоны на глубине залегают верхнемеловые, юрско-меловые и палеозойские образования, которые по простиранию уходят на север. С. Н. Алексейчик (Алексейчик, 1963) и другие исследователи считают, что Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории продолжаются и в пределах Северо-Сахалинской зоны, но там ядра этих структур скрыты на глубине. Это предположение, возможно, справедливо, хотя нуждается еще в подтверждении данными геофизических и буровых работ.

В настоящее время на северо-западе зоны, вблизи оз. Сладкого, у Музьмы и Тамлево, под неогеном на глубине до 2500—3000 *м* залегает толща мощностью от 370 до 700 *м* дацитов, андезито-дацитов, вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а вверху — также и конгломератов. Возраст этих отложений палеогеновый или позднемеловой.

На северо-востоке и востоке зоны скважинами на глубине до 1500—2000 *м* у г. Охи, пос. Катангли и оз. Тропто пересечены верхнемеловые отложения, представленные морскими терригенными отложениями.

Неогеновые отложения повсеместно с размывом и резко несогласно залегают на отложениях нижнего структурного яруса. Они представлены последовательно снизу вверх следующими свитами: мачигарской, даехуриинской, уйнинской, дагинской, окобыкайской и нутовской. В основании мачигарской свиты часто залегают базальные конгломераты или песчаники. Местами, по-видимому, даехуриинская и уйнинская свиты трансгрессивно залегают прямо на меловых отложениях, а нижние слои неогена из разреза выпадают. В этом разрезе, характерном только для восточной части Северо-Сахалинской структурно-фациальной зоны, все свиты, кроме средней части дагинской свиты, представлены морскими терригенными песчано-алевритовыми осадками. Средняя часть дагинской свиты представлена пресноводно-континентальными угленосными отложениями. С востока на запад состав неогеновых отложений фациально изменяется, существенно морские отложения замещаются прибрежно-морскими и пресноводно-континентальными.

Дислоцированы неогеновые отложения в простые, весьма пологие; куполовидные антиклинали и синклинали и рассечены многочисленными сбросами, надвигами и сдвигами.

Полуостров Шмидта. Полуостров Шмидта по площади значительно уступает другим регионам Сахалина. Однако строение его весьма сложное и своеобразное, вследствие чего он обычно рассматривается как обособленный самостоятельный регион.

В пределах полуострова выделяются три крупные структуры: Центральная — синклинальная структура, Восточный и Западный антиклинории. Для всех этих структур характерно двухъярусное строение. Нижний ярус сложен мезозойскими и верхнемеловыми отложениями, а верхний — неогеновыми. Мезозойские отложения, весьма сходные с набильской серией Восточно-Сахалинских гор, выходят только в Восточном хребте на сравнительно небольшой площади. Их соотношение с меловыми образованиями не выяснены. Меловые отложения слагают боль-

http://jurassic.ru/

шое поле распространения в Восточном хребте и выходят отдельными разрозненными площадями в Западном хребте. В настоящее время по предложению В. П. Мытарева здесь выделяются тойская, томинская и славянская свиты, которые еще недостаточно точно коррелируются со свитами других регионов Сахалина. Они представлены толщей мощностью до 4500 *м* существенно глинисто-песчаного состава. Найденные здесь остатки иноцерамов и аммонитов позволяют считать их возраст примерно сеноманским и отчасти туронским.

Неогеновые отложения суммарной мощностью около 6800 *м* резко несогласно залегают на верхнемеловых отложениях. Последовательно снизу вверх здесь выделяются: мачигарская, тумская, пильская, каскадная, венгерийская, маямрафская, матитукская, помырская и диановская свиты. Самые нижние слои (мачигарская свита) и самые верхние слои (диановская свита) сложены аргиллитами, песчаниками и конгломератами. Остальные свиты имеют существенно аргиллито-алевролитовый состав, причем маямрафская и диановская свиты богаты диатомитами.

Мезозойские отложения обычно весьма сложно дислоцированы и прорваны крупными интрузиями главным образом основного и ультраосновного состава. Неогеновые отложения собраны в сравнительно простые пологие куполовидные синклинали и антиклинали, рассеченные нарушениями. Эти отложения прорваны небольшими интрузиями щелочного состава.

Тонино-Анивский и Сусунайский регионы. На юго-востоке Сахалина располагается Тонино-Анивский полуостров. Геологическое строение этого региона характеризуется весьма значительным распространением палеозойских и мезозойских отложений, на которых резко несогласно залегают неогеновые отложения, слагающие отдельные, небольшие по площади, разобщенные поля распространения.

Наиболее древние отложения вальзинской серии слагают Сусунайский хребет. Возраст их условно определяется как ранне-среднепалеозойский. Выше залегает островская свита позднепалеозойского возраста, слагающая небольшой участок в устье р. Острой. Юрско-меловые отложения новиковской свиты, являющейся аналогом набильской серии Восточно-Сахалинских гор, слагают Тонино-Анивский хребет. Они представлены толщей общей мощностью более 3000 *м*, сложенной терригенно-кремнисто-вулканогенными образованиями.

Более молодые альбские и верхнемеловые отложения слагают несколько небольших площадей в центральной части рассматриваемого района и, как показали буровые работы в районе Большого Чибисанского озера, залегают под неогеновыми отложениями на глубине 100 *м* и более. Эти отложения по составу и строению весьма сходны с одновозрастными образованиями Главного мелового поля. Здесь, очевидно, распространены айская, найбинская и быковская свиты, а под неогеновыми отложениями — также и краснояркoвская свита.

Весь этот комплекс отложений сложно дислоцирован иногда в узкие линейные складки с крутыми углами падения крыльев. На юге и северо-востоке Тонино-Анивского полуострова эти образования прорваны сравнительно крупными массивами гранитоидов, а в ряде мест также и небольшими интрузиями основного и ультраосновного состава.

Неогеновые отложения представлены аракайской, холмской, невельской, верхнедуйской и курасийской свитами мощностью до 4500 *м* и сравнительно мощными плиоцен-четвертичными отложениями. Они собраны в пологие куполовидные складки, но местами (например, в районе г. Корсакова) рассечены крупными разломами, весьма усложняющими структуру отдельных участков.

http://jurassic.ru/

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППЫ

На Сахалине широко распространены домеловые осадочные, вулканогенные и метаморфические образования. Но вследствие слабой их изученности стратиграфия их недостаточно разработана. Описание стратиграфических подразделений домелового возраста приводится по отдельным районам (см. приложение I).

В пределах Сусунайского хребта выделяется вальзинская серия метаморфических пород, состоящая из двух свит: лангерийской и дербышевской. Эти отложения являются наиболее древними на Сахалине. К югу от Сусунайского хребта в пределах Тонино-Анивского полуострова на них, по-видимому, залегают верхнепалеозойские отложения островской свиты, выше залегает новиковская свита мезозойского возраста, выше новиковской свиты залегают альбские отложения мыса Острого и затем верхнемеловые отложения.

В другом районе, в центральной части Сахалина, в Таулан-Армуданской горной гряде обнажается толща домеловых образований, получившая название далдаганской серии.

В Восточно-Сахалинских горах, в их центральной и западной частях, домеловые образования представлены рядом толщ, сходных по составу и стратиграфическому положению с образованиями как Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова, так и Таулан-Армуданской гряды. Здесь выделяются вальзинская серия с лангерийской и дербышевской свитами и житницкая свита палеозойского возраста. Более молодой, предположительно мезозойской, является весьма характерная набильская серия, состоящая из остринской и хойской свит. Эта серия, по-видимому, соответствует верхней юре, а ее верхняя часть (верхняя подсвита хойской свиты), возможно, является и меловой.

Сусунайский хребет

Нижний — средний (?) палеозой

Вальзинская серия. В вальзинскую серию входят метаморфические породы Сусунайского хребта. Впервые они были описаны К. Джимбо (Jimbo, 1908), позднее изучались К. Куросава и К. Маруяма, которые подразделили метаморфические образования хребта на четыре толщи.

В 1952 г. Л. Б. Кривицкий расчленил метаморфический комплекс Сусунайского хребта на три толщи или свиты условно ранне-среднепалеозойского возраста (снизу вверх): 1) толща черных слюдистых и графитистых сланцев; 2) толща кварцитов, зеленых и слюдистых сланцев и 3) толща зеленокаменных пород. Суммарная мощность всех толщ 4500 *м*. В 1954—1955 гг. И. Г. Гринберг, а в 1958 г. А. А. Трепалина внесли дополнения в ранее полученные сведения об этих образованиях, в частности более полно охарактеризовали их состав и мощность от-

http://jurassic.ru/

дельных пачек. В 1963 г. Д. Ф. Семенов предложил делить метаморфические породы хребта по аналогии с Восточно-Сахалинскими горами на две свиты: лангерийскую и дербышевскую. Общая мощность свит определялась в 2700 *м*. Некоторые сведения о метаморфических образованиях Сусунайского хребта изложены также в статьях Я. Е. Пащенко (1958), А. А. Капицы (1961а) и А. М. Смирнова (1964). Я. Е. Пащенко возраст метаморфических пород считал протерозойским или нижнепалеозойским, А. А. Капица — протерозойским—девонским, а А. М. Смирнов — позднепротерозойским—рифейским. Состав и распространение метаморфических образований были описаны Д. Я. Барковым (1965г.) и Ю. Н. Тарасевичем (1966 г.).

В последние годы метаморфические толщи Сусунайского хребта изучал А. Е. Егоров (1968 г.), который рассматривает возраст вальзинской серии как позднепалеозойский—раннемезозойский.

В настоящее время большинством исследователей метаморфические образования вальзинской серии хребта делятся на лангерийскую и дербышевскую свиты. Интенсивная складчатость, часто наблюдающееся опрокидывание крыльев складок и сильная дизъюнктивная нарушенность затрудняет выяснение нормальной последовательности отложений.

Лангерийская свита, наиболее древняя в Сусунайском хребте, представлена темно-серыми графитистыми и слюдистыми сланцами и филлитами с прослоями зеленых парасланцев, реже ортосланцев и кварцитов. Преобладающими разновидностями являются графит-серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы.

Разрез свиты отличается невыдержанностью по простиранию. Значительные фациальные изменения наблюдаются даже на небольших расстояниях (5—10 *км*). В низах свиты залегают однородные графитистые сланцы с отдельными пачками (до 50—60 *м*) графит-серицит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых сланцев (р. Луга). В средней части свиты появляются прослои (3—10 *м*) эпидот-альбит-хлоритовых, альбит-эпидотовых и других зеленых сланцев, причем преобладают парасланцы. По р. Чеховке в этой части свиты преобладают филлиты, переслаивающиеся с зелеными сланцами. Верхние части свиты обычно сложены чередованием графитистых, слюдистых и эпидот-хлоритовых сланцев. Здесь часто встречаются отдельные пласты мощностью 1—5 *м* слюдистых кварцитов (р. Марковка). Общая мощность лангерийской свиты более 1400 *м*.

Для свиты характерны интенсивная плойчатость, а также обилие согласных с полосчатостью или секущих ее прожилков и жил (мощность 1—5 *см*, редко до 0,2 *м*) кварца, подчеркивающих мелкую складчатость.

Дербышевская свита согласно, без следов перерыва, залегает на лангерийской свите. Она сложена преимущественно зелеными сланцами различного петрографического состава, часто переслаивающимися с филлитами и слюдистыми сланцами. В нижней части свиты залегают пласты или даже серии пластов кварцитов мощностью до 15—20 *м*, пласты графитистых сланцев (до 3 *м*) и известняков (1—20 *м*).

Контакт между лангерийской и дербышевской свитами проводится или по подошве первого снизу мощного (20—30 *м*) пласта зеленых сланцев, или по кровле последнего снизу пласта (3—5 *м*) графитистых сланцев, или же по появлению в разрезе мощных пластов кварцитов.

В целом дербышевская свита характеризуется пестрым литологическим составом, быстро изменяющимся как по падению, так и по простиранию, и более спокойной по сравнению с лангерийской свитой складчатостью. Причем гофрировка и плойчатость наблюдаются зна-

http://jurassic.ru/

чительно реже и главным образом только в сводах антиклиналей (рис. 6).

По р. Бурея на графитистых сланцах лангерийской свиты залегают снизу вверх следующие пачки, входящие в состав дербышевской свиты:

1. Переслаивание (0,3—1,0 *м*) серицит-хлорит-кварцевых, актинолит-альбит-кварцевых сланцев и слюдистых кварцитов, полосчатых с отдельными пачками мощностью 10—30 *м*, филлитов . . . 180—200 *м*
2. Грубое переслаивание (1—8 *м*) слюдистых кварцитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев с отдельными пластами (2—5 *м*) эпидот-хлорит-кварцевых и актинолит-хлорит-кварцевых сланцев . . . 160—180 „
3. Альбит-хлорит эпидотовые и эпидот-альбит-актинолитовые сланцы с прослоями (до 7 *м*) филлитов . . . . 210—230 „
4. Переслаивание (0,1—1,0 *м*) серицит-хлорит-кварцевых, кварц-альбит-хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев и филлитов . . . . 120—140 „
5. Альбит-актинолит-эпидотовые сланцы . . . . 30—40 „
6. Филлиты с прослоями (0,1—0,3 *м*) серицит-хлорит-кварцевых сланцев . . . . 60—70 „
7. Альбит-актинолитовые сланцы с прослоями (до 0,8 *м*) филлитов . 50—60 „
8. Филлиты с прослоями (0,5—2,0 *м*) кварцитов . . . . . . 100—120 „
9. Альбит-хлорит-эпидотовые и темно-зеленые кварц-актинолитовые сланцы . . . . 80—90 „

Максимальная мощность дербышевской свиты (до 1400 *м*) наблюдается в бассейне рек Луги, Чеховки и на побережье Охотского моря, южнее устья р. Бахуры.

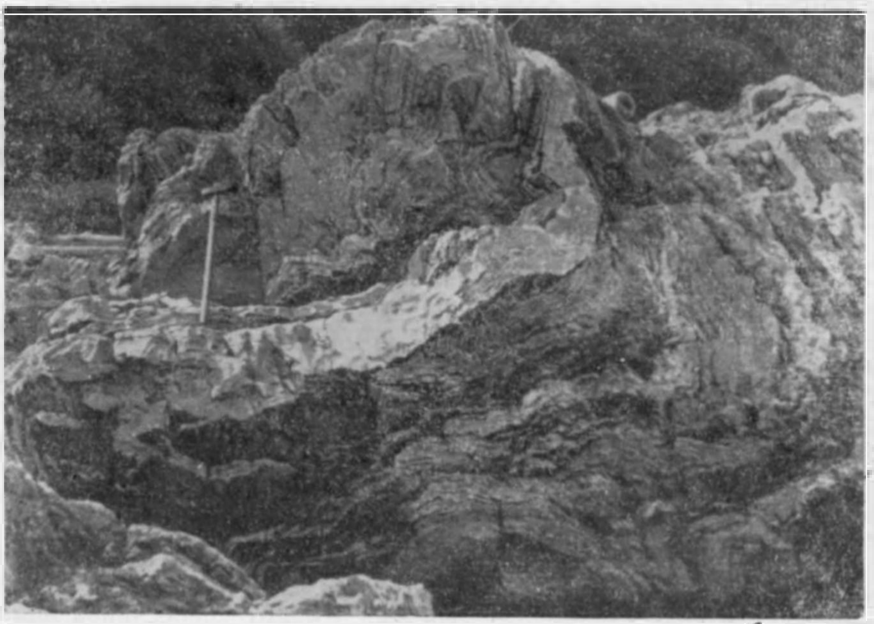


Рис. 6. Микроплойчатость метаморфических сланцев дербышевской свиты. Сусунайский хр. Фото А. Е. Егорова

В бассейне рек Луги и Чеховки свита представлена переслаиванием эпидот-хлорит-кварцевых и серицит-кварцевых сланцев и филлитов, кварциты встречаются только в виде единичных пластов (до 2 *м*). На побережье Охотского моря, южнее р. Бахуры, А. Е. Егоров (1963) выделил в составе дербышевской свиты две подсвиты.

Нижняя подсвита мощностью 300—450 *км* состоит из кварцитов, слюдистых кварцитов с прослоями зеленых сланцев (кварц-альбит-слюдистых и др.). Верхняя подсвита мощностью до 1000 *м* сложена

http://jurassic.ru/

переслаиванием зеленых сланцев и зеленокаменных пород с пластами кварцитов и кварц-альбит-слюдистых сланцев и с редкими линзами известняков. Местами, в бассейне рек Рогатки, Комиссаровки, филлиты в составе свиты отсутствуют. Линзы кристаллических известняков имеют, как правило, мощность не более 1—2 *м* (реки Симау, Христофоровка и др.), но иногда (р. Знаменка) достигают 20 *м*. По рекам Комиссаровке и Сокол в свите присутствуют амфиболиты.

Состав пород лангерийской и дербышевской свит отличается большим разнообразием. Основными группами пород являются: 1) кварциты и слюдистые кварциты, 2) слюдистые и графитистые сланцы, филлиты, 3) зеленые сланцы.

В кварцитах и слюдистых кварцитах кроме кварца присутствуют в небольших количествах (до 10—20%) серицит, мусковит, хлорит, стильпномелан, эпидот, гематит. Эти породы являются, по-видимому, продуктом метаморфизма кремнистых пород типа яшм, на что указывают реликты криптокристаллической структуры.

Слюдистые сланцы состоят из кварца, серицита, хлорита, эпидота, талька, встречаются пумпеллиит, альбит, актинолит, биотит, стильпномелан, графит. В графитистых сланцах количество графита достигает 15—20%. Эти сланцы и филлиты нередко содержат участки бластопелитовой и бластоалевритовой структур, реликты глинистого материала, что наряду с характерной минеральной ассоциацией и текстурными особенностями указывает на глинистый, алеврито-глинистый и, возможно, кремнисто-глинистый состав первичных пород.

Среди зеленых сланцев выделяются две группы. Одна группа характеризуется светло-зеленым цветом, ясно выраженной сланцеватостью и тонкой полосчатостью. В их состав входят: кварц, хлорит, эпидот, серицит, альбит, гематит, лейкоксен, пумпеллиит, тремолит, тальк. В сланцах этой группы встречаются реликтовые псаммитовые и алевритовые зерна кварца и полевых шпатов. Судя по минеральной ассоциации и реликтовым структурам, такие породы являются продуктом метаморфизма алевритовых или песчано-алевритовых отложений.

Другая группа зеленых сланцев отличается от первой темно-зеленой окраской, массивным обликом, отсутствием полосчатости; сланцеватость в них видна только под микроскопом. Эти породы состоят из хлорита, эпидота, актинолита, альбита, пироксенов (авгита, титан-авгита, диаллага, редко диопсида), часто присутствуют глаукофан (иногда до 40% объема породы), пумпеллиит, жадеит, сфен, уралитовая роговая обманка. Зеленые сланцы этой группы характеризуются порфиробластовой структурой с реликтами офитовой и пойкилоофитовой структур и участками с миндалекаменной текстурой, остатками девитрифицированного стекла. Иногда сохраняются микролиты плагиоклазов. Такие породы, очевидно, образовались при метаморфизме основных изверженных пород: диабазов, спилитов, базальтов и их туфов.

Таким образом, лангерийская и дербышевская свиты возникли в результате регионального метаморфизма сложно построенной толщи, в первоначальном разрезе которой кроме нормально-осадочных терригенных и кремнистых отложений существенную роль играли основные эффузивные породы и их туфы с подчиненным количеством карбонатных пород.

Большинство пород вальзинской серии Сусунайского хребта относится к низкотемпературным зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям средних давлений (по классификации Н. Л. Добрецова и др., 1966 г.). В зонах повышенных давлений (линии разломов) отмечаются породы, содержащие глаукофан, жадеит и лотрит, которые характерны для глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений.

http://jurassic.ru/

Описываемые образования имеют большое сходство с породами зоны Камуикотан о. Хоккайдо.

По данным А. Е. Егорова (1966 г.), метаморфические породы Сусунайского хребта по химическому составу относятся к пяти изохимическим рядам: щелочноземельно-глиноземистому (ортосланцы), известково-карбонатному, магнезиальному (серпентиниты и амфиболиты), магнезиально-железисто-кремнистому и щелочноземельно-алюмосиликатному (кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы).

Возраст метаморфических пород вальзинской серии условно определяется как ранне-среднепалеозойский.

В 1966 г. А. Е. Егоров в кристаллических известняках, обнажающихся по р. Знаменке (Чапаевский карьер), обнаружил остатки морских ежей, криноидей, фораминифер и радиолярий. По предварительному заключению В. П. Масловой, А. В. Фурсенко, М. Я. Серовой и Е. А. Рейтлингер, эта фауна не характерна для палеозоя, а некоторые виды встречаются только в мезозое. На основании этих находок А. Е. Егоров (Егоров, 1967в) считает, что метаморфические породы имеют пермский—триасовый возраст. Однако следует отметить, что породы, в которых обнаружена фауна, находятся в тектоническом блоке, в котором кроме метаморфизованных эффузивных пород и зеленых сланцев присутствуют также кремнистые породы типа яшм (среднее течение р. Знаменки). По-видимому, породы тектонического блока не имеют прямого отношения к дербышевской свите. Вероятно, эти породы с остатками фауны правильнее включать в состав более молодой, возможно далдаганской серии, а не в состав вальзинской серии.

Абсолютный возраст метаморфических пород, определенный по четырем образцам калий-аргоновым методом (Егоров, 1967в), равен 55—90 млн. лет. Эти цифры, по-видимому, указывают на время последней стадии эволюции метаморфических образований Сусунайского хребта, а не на время их формирования.

Тонино-Анивский полуостров

Верхний палеозой

Островская свита. Первые исследователи, изучавшие геологию Тонино-Анивского полуострова, предполагали, что значительная часть юга полуострова сложена главным образом палеозойскими отложениями. С. Тагами (1940) условно выделял здесь докаменноугольные и пермо-карбоновые отложения. Е. М. Смехов (Смехов, 1953) рассматривал развитые здесь толщи, подстилающие неогеновые и меловые отложения, как аналоги серии Чичибу Японских островов, возраст которой определялся как каменноугольный. Первые палеонтологические доказательства о наличии здесь верхнепалеозойских отложений были получены в 1962 г. В. К. Елисеевой (Елисеева, 1964). Ею были обнаружены известняки с пермскими фораминиферами, обнажающиеся у устья р. Островки на побережье залива Анива. Позднее Ю. Н. Тарасевичем (1967) была оконтурена площадь распространения этих отложений, а сами отложения были выделены под названием островской свиты.

Островская свита, как теперь установлено, распространена в низовьях рек Островки и Игривой и по берегу залива Анива до мыса Новик. Она состоит из мелко- и грубозернистых граувакковых песчаников, часто кремнистых и туфогенных, и кремнистых алевролитов с линзами и пластами мощностью до 20—30 *м* кремнистых пород (в том числе яшм), а также туфов, эффузивов и известняков. Кремнистые

http://jurassic.ru/

породы иногда образуют тонкое переслаивание (по 2—5 *см*) с алевролитами и известняками. В свите часто встречаются своеобразные кремнисто-эффузивные горизонты. Эффузивы в них представлены спилитами, андезитовыми порфиритами и кератофирами. Известняки, входящие в состав свиты, преимущественно оолитовые (от афанитовых до крупнокристаллических).

Наиболее полный разрез свиты наблюдается по берегу залива Анива, где залегают (снизу вверх):

1. Яшмы и кремнистые сланцы с пластами кремнистых алевролитов, туфогенных песчаников и кератофиров мощностью 20—25 *м*	250 *м*
2. Песчаники туфогенные, граувакковые, мелко- и среднезернистые. В середине пачки залегают пласты туфов и яшм мощностью до 10 *м*, а в верху пачки и пласты кремнистых алевролитов мощностью по 10—15 *м* . .	100 „
3. Яшмы полосчатые с пластами, прослоями и линзами известняков, кремнистых алевролитов, кремнистых сланцев и песчаников	100 „
4. Песчаники мелко- и среднезернистые, граувакковые, с примесью туфового материала, с пластами и линзами мощностью по 10—15 *м* яшм, гравелитов и известняков	100 „
5. Алевролиты с пластами туфогенных песчаников, конгломератов, гравелитов и туфов, а в верхней части с пачкой яшм мощностью около 30—40 *м*	300 „
6. Переслаивание песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, туфобрекчий и порфиритов, с линзами яшм и известняков мощностью 10—20 *м*	100 „

Видимая мощность островской свиты 950 *м*.

В линзе известняка (слой 3) у устья р. Островки в нижней части свиты (Елисеева, 1964) обнаружены остатки фораминифер, определенных М. И. Сосниной: *Lasiodiscus* sp. nov. L. aff. *minor* Reichel, *Robuloides* (?) *acutus* Reichel, *Geinitzina postcarbonica* Spandel, *Wanganella* (?) sp., *Ocanthularia* sp., *Reichelina* (?) *lenticularia* Sosn. (in litt.), *Hemigordius* sp. aff. *schlumbgeri* (Howchin), *Nodosaria ekaterinovkensis* Sosn. (in litt.), *Pachyphloia* aff. *caucasica* Dutk. и др. Присутствие представителей родов *Lasiodiscus, Robuloides* (?), *Wanganella* (?), *Ocanthularia, Reichelina* и др., по мнению М. И. Сосниной, указывает на позднепермский возраст слоев с этой фауной и позволяет параллелизовать их со слоями с *Miselina lepida* Южного Приморья.

Юра — мел

Новиковская свита. Из-под чехла неогеновых отложений в южной части Тонино-Анивского полуострова на поверхность выходит мощная толща осадков очень пестрого и весьма характерного состава, получившая наименование новиковской свиты. Эти отложения выделялись многими исследователями еще на первых порах изучения геологического строения полуострова, но ранее они рассматривались как палеозойские. Они известны под названием толщи Судзуя и Котан как пермо-карбон (Смехов, 1953).

В 1958 г. их изучала Л. М. Саяпина, а в 1958 г. — А. А. Трепалина. Л. М. Саяпина назвала их новиковской свитой, но рассматривала ее как верхнепалеозойскую. Так же именовала эти отложения и А. А. Трепалина. В 1967 г. Ю. Н. Тарасевич изучил эти отложения более детально и счел правильнее, хотя также условно, рассматривать их как юрско-меловые.

Новиковская свита распространена на большей части рассматриваемого района. Она делится на три подсвиты: нижнюю — существенно граувакковую, среднюю — вулканогенно-кремнистую и верхнюю — существенно алевролитовую.

Нижняя подсвита состоит из граувакковых песчаников с редкими пластами (по 3—5 *м*) гравелитов, конгломератов и седиментационных

http://jurassic.ru/

брекчий, а также алевролитов и аргиллитов (пачки до 40—50 *м* мощности), количество которых увеличивается вверх по разрезу. Среди песчаников встречаются линзы светло-серых яшм. Иногда алевролиты образуют с песчаниками пачки переслаивания мощностью до 15 *м*.

Разрез подсвиты наблюдается в районе мыса Грозного и устья р. Дорожной, где залегают (снизу вверх):

1. Песчаники граувакковые, среднезернистые с включениями темно-серого аргиллита	100—120 *м*
2. Алевролиты с линзами и овальными конкрециями песчанистого состава	40—50 „
3. Песчаники мелко- и среднезернистые с включениями темно-серого, кремнисто-глинистого материала и с прослоями кремнистых алевролитов	100—110 „
4. Песчаники средне-крупнозернистые с линзами и тонкими (1—2 *м*) прослоями черных кремнистых алевролитов. В верхах пачки залегают линзы гравелитов и конгломератов. Грубозернистые разности содержат линзы углисто-глинистого материала и редкие обломки углефицированной древесины	350 „

Видимая мощность подсвиты около 630 *м*. Нижняя ее часть не обнажается. Судя по тому, что в верхах подстилающей островской свиты содержатся линзы гравелитов и конгломератов, которые, возможно, принадлежат уже к новиковской свите, а литологический состав нижней подсвиты новиковской свиты резко отличен от нижней части островской свиты, можно предполагать залегание новиковской свиты на островской с перерывом и размывом.

Органических остатков в подсвите не обнаружено, поэтому возраст ее по аналогии с низами набильской серии Восточно-Сахалинских гор условно определяется как поздняя юра — ранний мел.

Средняя подсвита сложена алевролитами, песчаниками, в значительной части туфогенными, пластовыми телами диабазов и базальтов, потоками и покровами андезитовых порфиритов и спилитов, яшмами, известняками, туфами и туффитами.

В отличие от островской свиты в ней нет кератофиров, трахитовых порфиров и очень мало оолитовых известняков.

Алевролиты и песчаники образуют пачки по 10—45 *м*, причем песчаники обычно приурочены к низам подсвиты. В основании ее в северной части района залегают редкие линзы конгломератов и гравелитов, постепенно исчезающие вверх по разрезу.

Туфы и туффиты совместно с эффузивами равномерно насыщают весь разрез, образуя линзы и прослои мощностью от 10 *м* (туфы) до 180 *м* (эффузивы).

Известняки и яшмы также распределены по всему разрезу, образуя линзовидные тела мощностью до 50—100 *м*, простирающиеся на 4—7 *км*. Причем мощность линз известняков и их размеры значительно меньше, чем яшм (до 30×1000 *м*).

Разрез средней подсвиты наблюдается по берегу Охотского моря между устьями рек Горной и Дорожной, где на песчаниках нижней подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Базальты	15 *м*
2. Песчаники мелко-среднезернистые	20 „
3. Базальты	100 „
4. Яшмы с линзами карбонатов (0,1—0,3 *м*)	20 „
5. Базальты с прослоями туфолав в основании и кровле	180 „
6. Яшмы	30 „
7. Туфы псаммитовые	4 „
8. Туфы пепловые с прослоями алевролитов (4 *м*)	13 „

http://jurassic.ru/

9. Яшмы	40 „
10. Алевролиты с линзами песчаников	20 „
11. Яшмы с прослоями пепловых туфов (3—10 *м*)	180 „
Общая мощность 622 *м*.	

В целом по всему району мощность подсвиты колеблется в пределах 150—800 *м*.

Взаимоотношения с нижней подсвитой согласные с небольшими внутриформационными размывами.

В яшмах и алевролитах обнаружены остатки радиолярий: *Cenosphaera* cf. *sphaerozoica* Zham., *Conosphaera sphaeroconus* Rüst., *C.* cf. *haeckely* Kh. Aier., *Cenellipsis* sp., *Porodiscus* sp., *Dicolocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp. (*T.* cf. *pilula* Hinde), *Theocampe* sp., *Dictiomitra* sp., *Eucyrtidium* (?) sp., *Stichomitra* (?) sp., *Lithocampe* sp., (*L.* cf. *tetracapse* Zham. и *L.* cf. *dobiiformis* Zham.), *Stichocapsa* sp.

Этот комплекс радиолярий, по мнению А. И. Жамойда, соответствует набильскому комплексу с *Saturnalis* Восточно-Сахалинских гор позднеюрского—раннемелового возраста.

Верхняя подсвита распространена особенно широко на юге полуострова. В составе подсвиты преобладают алевролиты и аргиллиты, с подчиненными им песчаниками, образующими среди алевролитов пласты мощностью 1—2 *м*. Количество песчаников увеличивается с севера на юг, где местами наблюдается тонкое флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников с мощностью пластов переслаивания 1—6 *м*.

В нижней части подсвиты в верховьях р. Новиковой мощность пачек переслаивания увеличивается до 100—150 *м*, причем количество песчаников возрастает по простиранию и через 3—5 *км* эти пачки переходят в пласты по 10—20 *м*, а затем постепенно замещаются алевролитами.

Среди алевролитов и песчаников встречаются маломощные (5—10 *м*) линзы и пласты яшм, известняков (1—2 *м*) и известковистые стяжения. В основании подсвиты залегают небольшие линзы конгломератов и значительно реже туфогенных песчаников мощностью до 10 *м*.

В северной и западной частях полуострова в верхах подсвиты появляется горизонт туфогенных песчаников мощностью до 50 *м*.

В районе пос. Пригородного в основании обнажающейся здесь толщи залегает горизонт туфогенных песчаников, ниже которого лежат темно-серые алевролиты с прослоями светлых туфов, по облику близкие к породам верхних слоев верхней подсвиты новиковской свиты.

Наиболее полный разрез подсвиты наблюдается по восточному берегу полуострова между мысами Левенорна и Менапуцы, где, по данным В. Т. Шейко, (снизу вверх) обнажаются:

1. Алевролиты с частыми маломощными (до 0,5 *м*) прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и редкими мергелистыми конкрециями . .	100 *м*
2. Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов с редкими мергелистыми конкрециями. Мощность пластов тех и других пород достигает 6 *м*	29 „
3. Алевролиты, аналогичные слою 1	90 „
4. Песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов	19 „
5. Алевролиты с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников . . .	243 „
6. Тонкое флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов . . .	340 „
7. Алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников	160 „
8. Тонкое переслаивание (6 *см*) песчаников и алевролитов	200 „
9. Переслаивание песчаников и алевролитов	215 „
Общая мощность до 1400 *м*.	

http://jurassic.ru/

В окремненных алевролитах верхней подсвиты обнаружены остатки радиолярий, комплекс которых очень близок к таковому из средней подсвиты.

Возраст новиковской свиты в известной степени условно определяется как позднеюрский — раннемеловой. Эта свита по составу и по комплексу заключенных в ней органических остатков (радиолярий) очень близка к остринской и хойской свитам Восточно-Сахалинских гор.

Стратиграфически выше новиковской свиты, вероятно, залегают нижнемеловые — альбские отложения, обнажающиеся у мыса Острого на восточном побережье Тонино-Анивского полуострова.

Таулан-Армуданский хребет

Палеозой — мезозой

Далдаганская серия. Осадочно-вулканогенные мезо-палеозойские отложения далдаганской серии слагают два небольших изолированных горных массива Таулан-Армуданского хребта: южный — Тауланский и Северный — Малотымовский, окаймленные со всех сторон выходами на поверхность неогеновых отложений Тымь-Поронайской депрессии. Площадь южного массива около 170 *км*², северного до 25 *км*². В структурном отношении эти образования выходят в ядрах двух кулисообразно расположенных антиклинальных складок.

Среди образований, слагающих южный массив, преобладают эффузивы и туфы основного состава, яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, менее распространены туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосланцы, песчаники, глинистые сланцы и реже известняки. В пределах северного массива распространены аналогичные по составу породы, но подвергшиеся значительным гидротермальным изменениям и динамометаморфизму: яшмы в зонах тектонических нарушений превращены в яшмо-кварциты, эффузивы — в зеленокаменные породы, песчаники и глинистые сланцы — в филлиты, встречаются также графитослюдистые и кварц-карбонатные сланцы. Вне тектонических зон встречаются песчаники, яшмы, эффузивы и туфы основного состава, сходные с аналогичными породами южного массива.

В. А. Шустов (1940 г.) объединял отложения, слагающие южный массив, в палевскую свиту, а метаморфические сланцы северного массива — в малотымовскую свиту. Е. М. Смехов (Смехов, 1953) объединял эти образования под названием далдаганской серии. На основании литологического сходства образований, слагающих Таулан-Армуданский хребет, с каменноугольными отложениями серии Чичибу, развитой на о. Хонсю, эти авторы предполагали карбоновый возраст и для отложений далдаганской серии.

В 1954 г. В. А. Махининым в Таулан-Армуданском хребте были обнаружены плохо сохранившиеся остатки палеозойских Pseudoortoceratidae (?) (определение В. Н. Шиманского). Более уверенно возраст нижней части серии был установлен исследованиями В. К. Елисеевой (Елисеева, 1964), которой удалось выявить в линзах известняков далдаганской серии комплекс позднепермских фораминифер. Тем не менее отнесение серии в полном объеме к позднему палеозою вряд ли возможно, так как в мергелистых конкрециях терригенной части серии К. Джимбо были обнаружены остатки юрских (?) *Astarte depressa*.

В яшмах и кремнистых сланцах А. К. Салдугеевым и др. (1963 г.) найдены скелеты радиолярий, среди которых А. И. Жамойда выделил комплекс с *Dictiomitra*, характерный, по его мнению, для юры, и ком-

http://jurassic.ru/

плекс с *Tricolocapsa*, характерный для нижнего мезозоя. Таким образом, по-видимому, в далдаганскую серию Таулан-Армуданского хребта входят как позднепалеозойские, так и мезозойские отложения.

По мнению В. К. Елисеевой и И. С. Брюна (1966), нижняя часть далдаганской серии сложена вулканогенными отложениями (порфиритами и их туфами) с линзами туффитов и известняков, которые в верхней части серии постепенно сменяются кремнистыми образованиями с прослоями основных эффузивов. Однако ряд геологов (В. А. Шустов, А. К. Салдугеев, В. П. Мытарев) отмечают присутствие кремнистых пород и в основании серии.

Наиболее детально далдаганская серия (палевская и малотымовская свиты) была изучена В. А. Шустовым (Шустов, 1961), который расчленил ее на три толщи: нижнюю — разноцветных кремнистых сланцев и яшм; среднюю — эффузивов и туфов основного состава и туфопесчаников и верхнюю — глинисто-кремнистых сланцев и туфосланцев. Подобное деление получило подтверждение при проведении В. С. Рождественским в Таулан-Армуданском хребте геологических работ.

Нижняя толща далдаганской серии выходит на поверхность в пределах южного массива в своде Таулан-Армуданской антиклинали. На севере этого массива нижняя толща сложена преимущественно яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Яшмы представляют собою плотные и крепкие, массивные и грубослоистые, реже с хорошо выраженной слоистостью породы сургучно-красного и кирпично-красного цвета, состоящие из тонкозернистого и криптокристаллического кварца и халцедона, с многочисленными плохо сохранившимися остатками радиолярий. Кремнистые сланцы очень плотные светло-серые и белые, реже зеленые, темно-серые, темно-коричневые и темно-красные породы с хорошо выраженной сланцеватостью. Состоят они из мелких зерен кварца и халцедона с примесью глинистого материала, при увеличении количества глинистого материала переходят в кремнисто-глинистые сланцы.

В южной части гряды в нижней толще присутствуют кристалло-литокластические туфы основного состава и сильно окремненные яшмовидные пепловые туфы. Совместно с туфами встречаются эффузивные породы основного состава (спилиты, диабазы, базальтовые порфириты), значительно реже встречаются прослои туфопесчаников и глинистых сланцев.

Среди кремнистых пород и туфов в верхней части нижней толщи присутствуют мелкие линзовидные и изометричные по форме штокообразные тела известняков размером от нескольких метров до нескольких десятков метров в поперечнике. Преобладают полностью перекристаллизованные известняки светло-серого и белого цвета, реже встречаются известняки, характеризующиеся незначительной перекристаллизацией и пелитоморфной структурой. В последних В. К. Елисеевой и И. С. Брюном (1966) обнаружены фораминиферы, которые определила М. И. Соснина: *Geomospira* sp., *Cornuspira* (?), *Hemigordius* sp. (?), *Nodosaria* sp., *Geinitzina* cf. *postcarbonica* Spandel, *Pachyphloia* ex gr. *ovata* Lange, *Textularida, Spiroplectammina* (?) sp., *Tetrataxis* aff. *schelwieni* Ozawa, *Nankinella* sp. и др.

Тетратаксисы и нанкинеллы являются характерными для перми. Видимая мощность толщи яшм и кремнистых сланцев свыше 1000 *м*.

Преимущественно кремнистые образования нижней толщи постепенно вверх сменяются вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями. Характер перехода хорошо виден в северной части Тауланского массива по долинам правых притоков р. Корчевки. Здесь в верхней

http://jurassic.ru/

части яшмовой толщи появляются покровы основных эффузивов, которые выше полностью замещают яшмы.

Состав средней толщи очень разнообразен, однако наиболее существенную ее часть (50—70%) составляют эффузивные и пирокластические породы основного, реже среднего состава, среди которых преобладают туфы. Это массивные, иногда грубослоистые, очень плотные породы, зеленовато-серого и темно-зеленого цвета с псаммитовой и псефитовой кристаллокластической и литокластической структурой. Туфы сложены обломками плагиоклазов и эффузивных пород (спилитов, диабазов, базальтовых, реже андезитовых порфиритов), скрепленных хлоритизированным вулканическим стеклом основного состава, иногда присутствуют обломки кремнистых сланцев и яшм, и туфы переходят в туффиты и туфопесчаники. Значительное место занимают также эффузивы (спилиты, диабазы, базальтовые порфириты), мощность покровов которых достигает 100—150 *м*. Среди эффузивов преобладают базальтовые порфириты. Это массивные породы темно-зеленого цвета с порфировой, реже пилотакситовой структурой. Порфировые выделения представлены кристаллами плагиоклаза и моноклинного пироксена (авгита), погруженными в основную массу, сложенную бурым непрозрачным веществом. Порфириты подверглись значительным зеленокаменным изменениям: плагиоклаз часто альбитизирован; в основной массе присутствуют хлорит, эпидот, лотрит, цоизит, серицит, пренит.

Большим распространением пользуются также спилиты, часто обладающие миндалекаменной текстурой. Это тонкозернистые красновато-черные, с фиолетовым оттенком породы, массивные, иногда с шаровой отдельностью. Спилиты сложены бурой, слабо раскристаллизованной, стекловатой основной массой, с лейстами альбита. Миндалины выполнены кальцитом, пренитом и хлоритом. Диабазы часто связаны со спилитами постепенными переходами и отличаются от них полнокристаллической диабазовой структурой и основным составом плагиоклазов. С покровами спилитов ассоциируют прослои сургучно-красных яшм и линзы мраморизованных известняков. Терригенные породы (граувакки, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы) слагают незначительную часть средней толщи (5—10%).

В бассейнах рек Укладенки и М. Корчевки А. К. Салдугеевым и В. П. Мытаревым установлен следующий разрез средней толщи (снизу вверх):

1. Розоватые кремнистые кварцитовидные породы и сургучно-красные яшмы	300 *м*
2. Туффиты темно-серые до черных, псефитовые, вверх по разрезу псаммитовые и алевритовые. Среди обломков присутствуют сургучно-красные яшмы и кварцитовидные породы	350—400 „
3. Переслаивание спилитов, диабазов и их туфов с кремнистыми породами и редкими прослоями известняка. Преобладают спилиты, диабазы и их туфы, образующие массивные скальные выходы. Мощность покровов от 5 до 30—50 *м*. Кремнистые породы светло-серые, зеленые и кирпично-красные, часто с хорошо выраженной тонкой слоистостью. Слои мощностью от 3—5 до 20—30 *см* разделены тонкими прослоями глинисто-хлоритовых сланцев.	
4. Переслаивание песчаников и глинистых сланцев	150—250 „
5. Переслаивание кремнистых пород, спилитов и туфов	100—150 „

Общая мощность средней толщи 1200—1600 *м*.

В. А. Шустовым по р. Укладенке описан следующий разрез пачки переслаивания кремнистых пород и туфов (снизу вверх):

1. Туфы зеленовато-серые, рассланцованные	30 *м*
2. Известняки	1,5 „
3. Туфы зеленовато-серые, рассланцованные	3 „
4. Известняки	0,8 „

http://jurassic.ru/

5.	Туфы зеленовато-серые, рассланцованные	20 „
6.	Туфы зеленовато-серые, массивные	40 „
7.	Яшмы кирпично-красные	25 „
8.	Известняки	1,5 „
9.	Яшмы кирпично-красные	15 „
10.	Туфы зеленовато-серые, массивные	30 „

Общая мощность 166,8 *м*.

В верхней части далдаганской серии наблюдается постепенная смена кремнисто-вулканогенных отложений терригенными, среди которых преобладают глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, туфосланцы, песчаники и алевролиты, иногда встречаются линзы кремнистых сланцев и зеленых яшм. Терригенные отложения распространены в северо-западной части Тауланского массива, где слагают ядро синклинальной складки. Мощность этих отложений не превышает 600 *м*. Общая мощность далдаганской серии свыше 3000 *м*.

В пределах северного (Малотымовского) массива и в северо-западной части южного (Тауланского) массива В. А. Шустов выделял малотымовскую свиту, залегающую, по его представлениям, с угловым несогласием на отложениях палевской свиты.

В. А. Шустов установил следующий разрез малотымовской свиты:

1.	Серицито-глинистые сланцы	300 *м*
2.	Графито-слюдистые сланцы	250—300 „
3.	Карбонатно-кварцевые сланцы	150 „
4.	Туфосланцы	100 „
5.	Рассланцованные аркозовые песчаники	200 „

Общая мощность толщи 1050 *м*.

В результате дальнейших исследований А. К. Салдугеева, В. П. Мытарева, М. А. Хрячкова и др. среди метаморфических сланцев северного массива установлены линзы яшмовидных кварцитов, зеленокаменных пород, а также в отдельных тектонических блоках слабо измененных песчаников, алевролитов, яшм и диабазов.

А. К. Салдугеев и В. П. Мытарев отнесли метаморфические сланцы южной части северного массива к лангерийской свите вальзинской серии. Однако отделить метаморфические сланцы от слабо измененных пород здесь чрезвычайно трудно, так как они связаны постепенными переходами, а вблизи разломов метаморфизм усиливается. Имеющиеся материалы позволяют объяснить чередование слабо метаморфизованных пород с метаморфическими сланцами динамометаморфизмом и гидротермальными изменениями кремнисто-вулканогенно-терригенных пород далдаганской серии в зонах и вблизи зон тектонических разрывов. Об этом свидетельствует значительное обогащение графито-слюдистых сланцев, яшмо-кварцитов и зеленокаменных пород пиритом (до 5 *кг/т*), содержащим по данным спектрального анализа дисперсное золото (до 2—3 *г/т*). Кварц-карбонатные сланцы напоминают рассланцованные листвениты. В северной части Малотымовского массива встречаются также жилы массивных зеленых лиственитов, обогащенных пиритом, миллеритом и хромитом (содержание никеля по данным спектральных анализов до 0,1%, хрома до 0,3%). В северной части Тауланского массива вдоль нарушенных зон отмечено образование по эффузивам и туфам основного состава лиственитоподобных кварц-карбонатных метасоматитов, вмещающих прожилки киновари.

Так как метаморфические сланцы представляют собой рассланцованные и гидротермально измененные разности кремнисто-вулканогенно-терригенных пород далдаганской серии, их, по-видимому, не следует выделять в отдельную свиту, как это сделано В. А. Шустовым.

Таким образом, в строении далдаганской серии устанавливается постепенная смена кремнистых образований нижней части серии крем-

http://jurassic.ru/

нисто-вулканогенными средней части серии, а последних — терригенными образованиями верхней части серии. Нижняя часть серии представлена чередованием мощных пачек яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, внутри которых в южной части гряды присутствуют линзы и штокообразные тела мраморизованных известняков, прослои основных эффузивов и туфопесчаников. В средней части серии наблюдается грубое переслаивание покровов диабазов, спилитов, базальтовых порфиритов и их туфов мощностью от 5—10 до 100—150 *м*, с пачками (мощностью 100—150 *м*) кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и туфопесчаников. Среди кремнистых пород и туфов встречаются небольшие линзы известняков. В верхней части серии преобладают глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с линзами и прослоями туфосланцев, зеленых яшм, песчаников и алевролитов.

Процессами дислокационного и гидротермального метаморфизма кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения далдаганской серии на отдельных участках вдоль зон разломов преобразованы в графито-слюдистые и кварц-карбонатные сланцы, яшмо-кварциты и зеленокаменные породы.

Возраст далдаганской серии условно определяется как позднепалеозойский — мезозойский.

Восточно-Сахалинские горы

Нижний — средний палеозой

Вальзинская серия в Восточно-Сахалинских горах является наиболее древней толщей. Она объединяет метаморфические сланцы различного петрографического состава, зеленокаменные породы, филлиты, кварциты и мраморы. По литолого-петрографическим особенностям и степени метаморфизма пород серия резко выделяется среди геологических образований Сахалина. Площадь распространения вальзинской серии установлена лишь на западе Восточно-Сахалинских гор, в пределах Абрамовского и Краснотымовского хребтов и на водоразделе бассейнов рек Оленьей и Рукутамы.

Название серии было предложено в 1940 г. И. Б. Плешаковым (1956) по р. Вальзе, левому притоку р. Поронай, где эти отложения представлены наиболее полно.

Первое упоминание о метаморфических породах Восточно-Сахалинских гор принадлежит К. Джимбо (1908 г.), который отметил чрезвычайное сходство их с отложениями нижней части карбоновой серии Чичибу Японии. Позже эти образования изучались в 1908—1910 гг. Н. Н. Тихоновичем и П. И. Полевым, в 1933—1934 гг. И. Б. Плешаковым, 1948 и 1955 гг. А. А. Капицей и И. И. Катушонком. Более детально они изучались в 1931—1932 гг. Л. А. Изергиным, впервые расчленившим их по литологическим признакам, а в 1953 г. — В. А. Махниным, выделившим среди них муйскую и дербышевскую свиты. В 1956—1962 гг. много нового материала по стратиграфии и составу вальзинской серии было получено В. Д. Чеховичем, В. П. Клюевым, Ю. М. Ковтуновичем, В. Е. Горетым, А. К. Салдугеевым, Е. Д. Конюшковым и Г. С. Ведерниковым. В последние годы (1965—1968) метаморфические образования изучались И. И. Гриценко, М. А. Хрячковым, А. Е. Егоровым, В. П. Шашкиной, И. Г. Смирновым и В. Ф. Евсеевым.

В частности, В. Ф. Евсеевым и И. Г. Смирновым проведено расчленение отдельных свит серии на пачки; М. А. Хрячковым установлено более широкое развитие в породах альбита и присутствие наряду с известным глаукофаном лотрита и стильпномелана. Большое внимание

http://jurassic.ru/

А. Е. Егоровым и В. Ф. Евсеевым уделялось изучению зоны сочленения вальзинской серии с более молодыми образованиями, для которых Ю. М. Ковтуновичем в 1959 г. было отмечено отчетливое, но постепенное нарастание степени метаморфизма по мере приближения к выходу на поверхность метаморфических пород.

Стратиграфия и состав древнейших образований района освещены в опубликованных работах С. Н. Алексейчика (Алексейчик и др., 1963), А. А. Капицы (Капица, 1961), И. Б. Плешакова (Плешаков, 1956), Е. М. Рудича (Рудич, 1962), Е. М. Смехова (Смехов, 1953), А. М. Смирнова (Смирнов, 1964) и В. П. Шашкиной (Шашкина, 1967).

В настоящее время вальзинская серия, по данным В. П. Клюева и Ю. М. Ковтуновича, расчленяется снизу вверх на две согласно залегающие свиты: лангерийскую и дербышевскую. Подстилающие образования в районе не установлены, контакты с более молодыми породами остаются недостаточно ясными.

Лангерийская свита наиболее широко распространена в Абрамовском, в меньшей мере Краснотымовском хребтах и на водоразделе рек Оленьей и Рукутамы. Название введено в 1960 г. В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем по р. Лангери, где свита представлена наиболее типично.

Лангерийская свита по материалам И. Г. Смирнова и В. Ф. Евсеева отчетливо расчленяется по составу на нижне- и верхнелангерийскую подсвиты. Нижнелангерийская подсвита выходит на поверхность в ядрах антиклинальных складок в бассейне р. Мулейки и, по-видимому, по рекам Запивке и Рукутаме. Подстилающие ее образования в районе не установлены. Лучше всего подсвита изучена в бассейне р. Мулейки, где она подразделяется И. Г. Смирновым на две пачки, связанные постепенным взаимопереходом. Нижняя из них мощностью до 300—350 *м* состоит из филлитов тонкочешуйчатых, темно-серых и черных с прослоями филлитов крупночешуйчатых светло-серого и серого цвета. Верхняя пачка сложена хлоритовыми филлитами и зелеными сланцами с пластами светло-серых и серых филлитов. Мощность пачки колеблется в пределах до 150 *м*.

По данным В. П. Клюева, в бассейне р. Мулейки нижнелангерийская подсвита состоит из следующих пачек (снизу вверх):

1. Филлиты черные, тонколистоватые с сильным шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости	120 *м*
2. Филлиты серые, крупночешуйчатые	70 »
3. Филлиты черные, тонкочешуйчатые с пластами (до 2—3 *м*) филлитов серых, крупночешуйчатых	100 »
4. Филлиты черные с многочисленными прожилками кварца	10 »
5. Филлиты крупночешуйчатые, серые с зеленоватым оттенком	10 »
6. Эпидот-хлоритовые сланцы зеленовато-серые с многочисленными секущими прожилками кварца	50 »

Выше с постепенным переходом залегает верхнелангерийская подсвита.

Вскрытая мощность нижнелангерийской подсвиты по р. Мулейке около 360 *м*, в том числе на верхнюю пачку приходится 50—60 *м*. Максимальная вскрытая мощность подсвиты в районе достигает 400—450 *м*.

Филлиты нижнелангерийской подсвиты обладают шелковистым или матовым блеском по плоскостям сланцеватости и тонкосланцеватой текстурой. Они, как правило, тонколистоваты, иногда в них отмечается тонкая горизонтальная слоистость, совпадающая со сланцеватостью, обусловленной изменением цвета и крупностью зерен. Состоят филлиты

4*

http://jurassic.ru/

из алевритовой и пелитовой полевошпатово-кварцевой массы (40—65%), серицита (до 35—40%) и небольшого количества псаммитовых зерен кварца, альбита, эпидот-цоизита, хлорита и тремолита. В хлоритовых разновидностях содержание хлорита увеличивается до 15—20% за счет сокращения серицита.

Для светло-серых и серых филлитов характерна бластопсаммитовая лепидогранобластовая структура, для темно-серых и черных — бластоалевропелитовая микролепидогранобластовая структура.

Зеленые сланцы нижней подсвиты зеленые или светло-зеленые, обычно массивные. Среди них преобладают тремолит-серицит-альбитовые, тремолит-альбит-эпидотовые и эпидот-хлоритовые разновидности. Состоят они из полевошпатово-кварцевой массы или землистого эпидота (45—50%), серицита, альбита или хлорита (15—30%) и тремолита (8—16%). Структура пород бластопсаммоалевритовая лепидогранобластовая.

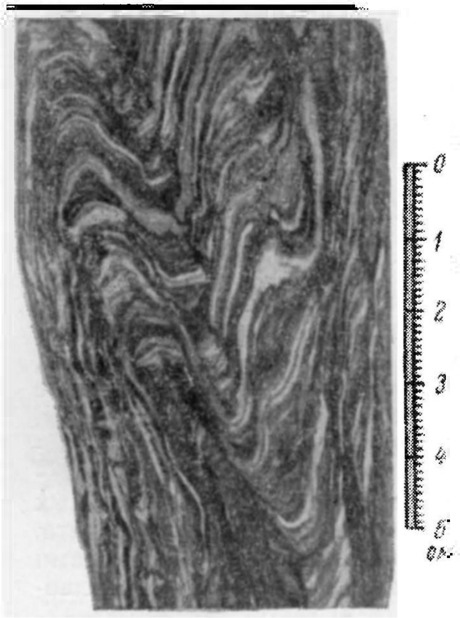


Рис. 7. Микроплойчатость метаморфических сланцев лангерийской свиты. Восточно-Сахалинские горы. Фото А. Е. Егорова

Таким образом, минеральный состав и структурно-текстурные особенности свидетельствуют о песчано-глинистом составе материнских пород нижнелангерийской подсвиты. При этом зеленые сланцы и хлоритовые филлиты образовались, по-видимому, из осадочных пород, содержащих примесь пирокластического материала.

Верхнелангерийская подсвита имеет преимущественное развитие в районе и представлена достаточно однообразной толщей метаморфических сланцев, в состав которых в качестве главных породообразующих минералов входят: кварц, альбит, серицит и хлорит. Среди этих пород отчетливо преобладают серицит-альбит-кварцевые сланцы, нередко с цоизитом или графитом. В верхней части подсвиты появляются мощные пласты (от 1 до 20—30 *м*) зеленых (альбит-хлорит-кварцевых) сланцев, розоватых мраморов (бассейн р. Дождейки) и кварцитов. В северной части Абрамовского хребта содержание зеленых сланцев заметно увеличивается.

Характерным для пород подсвиты являются интенсивная плойчатость и обилие согласных (до 1—3 *мм*), реже секущих (до 0,5 *м*) кварцевых и альбит-кварцевых прослойков, жил и прожилков (рис. 7).

Нижняя граница подсвиты проводится по появлению в подстилающих филлитах или зеленых сланцах плойчатости, альбита и согласных прослойков и прожилков молочно-белого кварца. Контакт нижне- и верхнелангерийской подсвит согласный, переход постепенный. Достаточно четко последний наблюдался В. Е. Горетым в устье руч. Большого, левого притока р. Мулейки, где в почти черных тонколистоватых филлитах на протяжении нескольких десятков метров усложняется появившаяся сначала слабая гофрировка и резко увеличивается количество прожилков и прослойков кварца. По составу и внешнему виду породы становятся весьма близкими к серицит-альбит-кварцевым сланцам, пользующимся большим распространением в составе подсвиты. Последние представляют собой породы темно-серые и серые, интенсивно

http://jurassic.ru/

плойчатые, жирные на ощупь, четкосланцеватые с сильным шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Сланцеватость подчеркивается чередованием светлых (2—3 *мм*), существенно альбит-кварцевых прослойков с более темными — слюдяными (1—2 *мм*). Породы сложены кварцем (до 50—60%), альбитом (до 20—30%), серицитом (до 10—15%) и хлоритом (до 10%). Иногда присутствуют графит (до 10—25%), эпидот, лейкоксен и фуксит. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, аксенит, сульфиды и турмалин. Структура пород преимущественно лепидогранобластовая, текстура — микроплойчатая. По литолого-петрографическим признакам подавляющее большинство сланцев, слагающих подсвиту, являются продуктом метаморфизма алевропелитовых и псаммитовых пород. Мощность верхнелангерийской подсвиты оценивается примерно в 1000—1100 *м*.

Наибольшая мощность вскрытой части лангерийской свиты достигает 1500—1600 *м*. Возраст свиты не установлен. На основании весьма грубого сопоставления со сходными по литологическим особенностям комплексами соседних, зачастую значительно удаленных, районов (Япония, Хабаровский край) возраст свиты условно может быть принят как палеозойский, вероятно ранне-среднепалеозойский.

Дербышевская свита распространена в основном в северных частях Абрамовского хребта и в пределах междуречья Оленья—Витница, а также выходит узкой полосой (до 3—4 *км*), протягивающейся в северо-западном направлении вдоль контакта с более молодыми образованиями, от р. Рукутамы до устья р. Дербыша. Кроме того, она же в ряде мест слагает ядра узких синклинальных складок среди лангерийской свиты.

Свита выделена в 1954 г. В. А. Махининым и названа по р. Дербыша, где она полнее всего представлена. На плойчатых сланцах верхнелангерийской подсвиты дербышевская свита залегает согласно. За нижнюю границу ее принимается подошва пласта зеленых сланцев мощностью более 50 *м*. Покрывающие свиту отложения достверно не установлены. Контакты с менее метаморфизованными и, видимо, более молодыми образованиями всюду тектонические.

Дербышевская свита сложена главным образом зелеными сланцами и зеленокаменными породами различного петрографического состава, среди которых присутствуют редкие пласты (от 1—2 до 15—20 *м*) слюдяных и железистых кварцитов (джеспилитов), филлитов и сильно рассланцованных песчаников. В южной части Восточно-Сахалинских гор (на водоразделе рек Оленьей и Витницы) к ним присоединяются метадиабазы и крупные линзы (до 200 *м*) кристаллических известняков и мраморов (р. Гулька, горы Круглая, Бажуля и др.). Распространение зеленокаменных пород с реликтами диабазовых и порфиритовых структур по площади неравномерно. В междуречье Оленья—Витница их, так же как и рассланцованных песчаников и филлитов, значительно больше, чем в Абрамовском и особенно в Краснотымовском хребтах. В состав свиты, кроме того, условно включены амфиболиты и тальковые породы, тесно связанные с зелеными сланцами и, возможно, являющиеся измененными магматическими образованиями домезозойского возраста.

Зеленые сланцы и зеленокаменные породы дербышевской свиты обладают зеленым цветом различной интенсивности и оттенков, шелковистым блеском и занозистым изломом. Отчетливая сланцевая текстура присуща только зеленым сланцам, зеленокаменные породы обычно массивны. В качестве главных породообразующих минералов в состав указанных пород в разных комбинациях и соотношениях входят: хлорит, альбит, эпидот, лотрит, тремолит, актинолит, клиноцоизит.

http://jurassic.ru/

кварц, серицит, реже сфен, лейкоксен, лавсонит и глаукофан. Микротекстура пород сланцеватая, структура чаще всего нематогранобластовая, реже лепидобластовая (преимущественно для зеленых сланцев) и порфиробластовая (для зеленокаменных пород).

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности не оставляют сомнений по поводу образования зеленокаменных пород и частично зеленых сланцев за счет изверженных и пирокластических пород. При этом тесная ассоциация их с кварцитами и мраморами указывает на формирование материнских вулканогенных образований в подводных условиях.

Петрохимическая характеристика зеленых сланцев и зеленокаменных пород вальзинской серии Восточно-Сахалинских гор приведена в табл. 1.

Таблица 1

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO_2	48,61	49,77	51,93	Na_2O	4,04	3,79	4,72
TiO_2	1,03	0,17	0,56	K_2O	0,18	0,04	0,22
Al_2O_3	13,42	13,87	14,87	P_2O_5	0,43	0,02	0,18
Fe_2O_3	1,60	4,37	8,81	SO_3	0,19	0,12	0,20
FeO	8,96	8,02	4,49	H_2O	0,15	2,37	0,84
MnO	0,29	0,09	0,05	П.п.п.	2,94	0,24	3,34
MgO	8,17	6,66	4,03				
CaO	9,57	10,52	5,61				
				Сумма	99,58	100,05	99,85

Примечание. 1 — обр. 532а, Абрамовский хребет, колл. А. Е. Егорова; 2 — обр. 575а, Краснотымовский хребет, колл. А. Е. Егорова; 3 — обр. 12б, южный склон горы Ягодной, колл. Ю. М. Ковтуновича.

Слюдяные кварциты — породы серые и светло-серые, нередко с зеленоватым или буроватым оттенком, четко сланцеватые, иногда слабо плойчатые с ярко выраженной линейной текстурой. Сложены они преимущественно кварцем (до 90—95%) и серицитом (до 20—25%). Структура их лепидогранобластовая.

Железистые кварциты (джеспилиты) отличаются от слюдяных разновидностей красновато-бурым цветом и наличием тонкой полосчатости, образованной чередованием более светлых (буроватых и красноватых), существенно кварцевых прослоев с темно-бурыми гематитовыми. Мощность прослоев, как правило, не превышает 2—3 *мм*. Содержание гематита в джеспилитах достигает 25—30%.

Метадиабазы по внешнему виду мало чем отличаются от зеленокаменных пород и зеленых сланцев. Для них характерно порфировидное строение и слабо выраженная текстура. Состоят они из сильно измененных основных плагиоклазов и темноцветных минералов. Последние интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы, а иногда нацело замещены уралитом и актинолитом. Среди них изредка наблюдаются реликты пироксенов. Плагиоклазы обычно интенсивно соссюритизированы и нередко полностью замещены землистыми агрегатами эпидот-цоизитового состава. Иногда отмечается деанортизация плагиоклазов с образованием альбита и серицита. Структура пород бластоофитовая. Мраморы в маломощных прослоях розовато-белые, в крупных линзах — серые и голубовато-серые, четко сланцеватые за счет плоскопараллельной ориентировки зерен карбоната. Структура пород зубчатая.

http://jurassic.ru/

Вскрытая мощность дербышевской свиты в районе достигает 1000 *м*. Возраст свиты не установлен, условно он принимается как ранне-среднепалеозойский.

Верхний палеозой (?)

Житницкая свита. До последнего времени предполагалось, что на обширной площади Восточно-Сахалинских гор распространены главным образом верхнепалеозойские отложения. К ним по установившейся традиции относились любые отложения, содержащие прослои кремнистых пород, известняков и эффузивов. Основанием для этого служило лишь литологическое сходство этих толщ с образованиями зачастую весьма отдаленных регионов. Так, один из первых исследователей их К. Джимбо (Jimbo, 1908) отождествлял эти отложения со средней частью серии Чичибу Центральной Японии, охарактеризованной карбоновой фауной. Несколько позже Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой (Тихонович и Полевой, 1915) обратили внимание на удивительное сходство этих отложений с девонскими и каменноугольными толщами Южного Урала. Такой же точки зрения на возраст вулканогенно-кремнистых пород Восточно-Сахалинских гор придерживались почти все последующие исследователи: И. Б. Плешаков (1956 г.), Л. И. Красный (1937 г.), С. С. Дарбинян (1953 г.), В. А. Махинин (1954 г.), С. С. Размыслова, К. Ф. Рахманов и С. М. Зайцев (1952—1955 гг.), А. А. Капица и И. И. Катушонок (1956—1957 гг.) и др.

Лишь в начале 60-х годов выяснилось, что часть вулканогенно-кремнистых отложений на основании органических остатков может быть отнесена к верхнему мелу, другая — к юре — раннему мелу. К верхнепалеозойским отложениям стали относить отложения, распространенные лишь на небольших участках, и то условно. Однако в 1963 г. в верховье р. Житницы в известняках среди вулканогенно-кремнистых образований, имеющих большое сходство с юрско-раннемеловыми образованиями, Ю. М. Ковтуновичем была собрана палеозойская фауна. Это дало основание предполагать, что верхнепалеозойские образования в Восточно-Сахалинских горах имеют более широкое распространение, чем сейчас установлено, и со временем будут выявлены и в ряде других мест. В настоящее же время в связи с общей слабой изученностью древних отложений они условно выделяются только в верховье р. Житницы под названием житницкой свиты.

На правобережье р. Житницы житницкая свита слагает небольшой грабен и два тектонических покрова среди метаморфических пород вальзинской серии, а также выходит на поверхность в тектоническом блоке на водоразделе рек Висячки, Бестревожной и Сороковой. Нижняя и верхняя границы свиты не установлены. Контакты с более древними и молодыми образованиями всюду тектонические. Изученная мощность свиты не превышает 600—800 *м*. Свита сложена преимущественно глинистыми сланцами, рассланцованными алевролитами и полимиктовыми песчаниками, которым подчинены прослои серых и розоватых яшм и крупные линзы (до 200 *м*) сильно окремненных кристаллических известняков. На горе Терем и в устье р. Сороковой в составе свиты широко развиты спилиты, диабазы, порфириты и их туфы.

Глинистые сланцы и рассланцованные алевролиты житницкой свиты темно-серые и черные, сланцеватые, в отдельных прослоях с большим количеством мелких (до 1—2 *см*) или более крупных (до 5 *см*) округлых и чечевицеобразных включений песчаников и кремнистых пород, представляющие, вероятно, будинированные прослои. Включения обладают грубой плоскостной ориентировкой и порой обтекаются

http://jurassic.ru/

слоистостью глинистых сланцев и алевролитов, обусловливая узловатую или даже очковую текстуру.

Песчаники преимущественно среднезернистые, серые и светло-серые, полимиктовые, плотные. Состоят из обломков кварца, полевых шпатов, осадочных и изверженных пород. По составу большинство песчаников относятся к грауваккам, реже приближаются к аркозам.

Известняки кристаллические от светло-серого до почти черного цвета. Нередко образуют с зелеными и светло-серыми яшмами тонкое флишоидное переслаивание при мощности прослоев 0,2—0,6 *м*. Прослои яшм по простиранию крайне не выдержаны.

Эффузивные породы обладают зеленым цветом различной интенсивности, массивной или миндалекаменной текстурой. Состоят они в основном из альбитизированных в различной степени плагиоклазов и сильно измененных пироксенов авгитового ряда.

У подножья правого борта р. Житницы, в 1200—1300 *м* к северо-северо-западу от железнодорожного моста через р. Житницу, из эллипсоидальной линзы известняков, залегающей среди черных глинистых сланцев житницкой свиты. Ю. М. Ковтуновичем собраны брахиоподы (*Strophomenida*, Spiriferidae, Rhynchonellidae и др.), фораминиферы, по определению М. И. Сосниной, из отряда *Lagenida* ? (подсемейство Lenticulininae ?), а также остатки пелеципод, криноидей, иглокожих и остракод.

Хотя остатки брахиопод плохо сохранились, но по облику, как отметили просматривавшие их Б. К. Лихарев и Б. П. Марковский, они несомненно палеозойские. О. И. Никифорова считает их палеозойскими, но не раннепалеозойскими, а М. А. Ржонсницкая — палеозойскими, но моложе девона. Д. Л. Степанов отметил наибольшую вероятность принадлежности их к верхнему палеозою (карбон или пермь).

Юра — нижний мел

Набильская серия выходит на поверхность в осевой части Восточно-Сахалинских гор, в Набильском, Лунском и частично Центральном хребтах. Представлена она преимущественно алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками, среди которых довольно часто, особенно в нижней части, присутствуют пласты и пачки вулканогенно-кремнистых пород и известняков. Эти образования в Восточно-Сахалинских горах наиболее слабо изучены. Стратиграфическое расчленение их разработано слабо. Подстилающие и покрывающие отложения не установлены. Возраст определен лишь приближенно. До 1963 г. всеми исследователями они относились к палеозою.

Набильская серия выделена в 1940 г. И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1956) и названа по хребту Набильскому. Начало изучению образований, входящих в ее состав, было положено в 1868 г. И. А. Лопатиным (Лопатин, 1870). В 1905—1908 гг. оно было продолжено К. Джимбо (1908), а затем в 1908—1910 гг. — Н. Н. Тихоновичем и П. И. Полевым (Тихонович и Полевой, 1915). К. Джимбо сравнивал эти отложения со средней частью серии Чичибу Японии (пермо-карбон). Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой отмечали поразительное сходство кремнистых пород нижней вулканогенно-кремнистой части разреза (средней толщи) с девонскими и карбоновыми яшмами и кварцитами Южного Урала. Что касается верхней, существенно терригенной толщи, то они не исключали возможность отнесения ее к мезозою. Примерно таких же взглядов на состав и возраст этих образований придерживались Л. И. Красный (Красный, 1937) и И. Б. Плешаков (Плешаков, 1956), а также большинство из последующих исследователей: А. А. Ка-

http://jurassic.ru/

пица, В. А. Махинин, И. И. Катушонок, С. С. Размыслова, К. Ф. Рахманов, С. М. Зайцев и др. А. А. Капица (1948—1957 гг.) рассматривал эти образования как гамонскую серию, состоящую из нижнегамонской, гамонской и верхнегамонской толщ; В. А. Махинин (1954 г.) расчленял их на рукутамскую, набильскую, гамонскую и лопатинскую свиты.

В 1958—1965 гг. набильская серия изучалась В. П. Клюевым, В. Е. Горетым, Ю. М. Ковтуновичем, В. Т. Шейко, А. К. Салдугеевым, Е. Д. Конюшковым, В. О. Савицким, В. С. Рождественским, В. Ф. Евсеевым, И. Г. Смирновым, А. Н. Речкиным, В. М. Гранником, В. К. Елисеевой, И. С. Брюн и В. В. Слодкевичем. В 1960 г. набильская серия была расчленена В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем на остринскую и хойскую свиты. В 1961—1962 гг. В. С. Рождественский изучил разрезы свит и выделил среди них подсвиты и пачки. Несмотря на то что к этому времени в указанных образованиях были обнаружены Ю. М. Ковтуновичем и В. С. Рождественским обломки призматического слоя иноцерамов (?), остатки фораминифер, «похожие больше на мезозойские, чем на палеозойские», и радиолярии, по данным А. И. Жамойды «характерные для мела» и «сходные с юрскими радиоляриями Нижнего Приамурья», остринская и хойская свиты первоначально относились к верхнему палеозою. В 1962 г. органические остатки, собранные В. О. Савицким, позволили утвердить для набильской серии мезозойский возраст (от позднего триаса до раннего мела включительно).

В настоящее время набильская серия объединяет остринскую и хойскую свиты юрского раннемелового возраста.

Остринская свита выделена в 1960 г. В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем. Первоначально она относилась к верхнему палеозою. Название дано по р. Острой, правому притоку р. Лангери. Распространена свита в Набильском, Лунском и Центральном хребтах Восточно-Сахалинских гор, где она выходит на поверхность в ядрах узких линейно вытянутых антиклинальных складок северо-западного простирания. Нижняя граница свиты не установлена. Контакты с более древними образованиями во всех случаях тектонические.

Состав остринской свиты довольно пестрый и не выдержанный по простиранию. Южнее долины р. Лангери свита представлена глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с 3—4 вулканогенно-кремнистыми горизонтами, сложенными разноцветными (преимущественно сургучно-красными и бурыми) яшмами, радиоляритами, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, спилитами, порфиритами, диабазами и их туфами. Эти горизонты разделены пачками терригенных пород мощностью от 300 до 700 *м*, причем в составе нижних пачек преобладают песчаники, а верхних — глинистые сланцы и алевролиты. Состав вулканогенно-кремнистых горизонтов разнообразен и изменчив. Некоторые из них сложены преимущественно вулканогенными породами, другие — существенно кремнистыми породами и известняками. Нередко по простиранию наблюдаются фациальные замещения вулканогенных пород известняками и яшмами и наоборот. Мощность вулканогенно-кремнистых горизонтов варьирует от 10 до 500 *м*. Иногда по простиранию они выклиниваются, замещаясь терригенными отложениями, хотя некоторые из них прослеживаются на десятки километров и представляют собой прекрасные маркирующие пачки. Наиболее мощным и выдержанным является верхний вулканогенно-кремнистый горизонт.

Наиболее полный разрез остринской свиты для южной части площади изучен В. С. Рождественским и В. С. Печуркиным в бассейне р. Острой. Здесь в последовательности от древних к молодым залегают:

http://jurassic.ru/

1.	Песчаники с прослоями глинистых сланцев и алевролитов	800 *м*
2.	Переслаивание яшм, известняков, спилитов, порфиритов и туфобрекчий. Местами пачка выклинивается	80 „
3.	Глинистые сланцы и песчаники с прослоями (до 5—8 *м*) кремнисто-глинистых сланцев и радиоляритов	300 „
4.	Переслаивание радиоляритов, яшм, известняков и известково-кремнистых брекчий. В южном направлении появляются спилиты, порфириты, диабазы и их туфы	20—100 „
5.	Переслаивание алевролитов, глинистых сланцев и песчаников	650 „
6.	Переслаивание яшм, известняков, спилитов, порфиритов, туфов и туфобрекчий (верхний вулканогенно-кремнистый горизонт)	100 „
	Общая мощность 2000 *м*.	

Выше согласно залегают песчаники и алевролиты хойской свиты. Мощность остринской свиты в бассейне р. Острой около 2000 *м*.

Примерно такой же разрез, но без нижней части приводится В. С. Рождественским по рекам Белухе, Люкаме, Пиленге и ключу Каскадному. Близок к нему разрез, описанный Ю. М. Ковтуновичем по р. Ивашке. Отличительной чертой свиты в указанных пунктах является большая мощность верхнего вулканогенно-кремнистого горизонта (пачка 6), достигающая по р. Ивашке и ключу Каскадному 450—550 *м*. Далее на юг мощность этого горизонта вновь сокращается до 200—300 *м*.

Иной состав остринская свита имеет в северной части Набильского хребта. Здесь по р. Чамгу В. О. Савицкий описал следующий разрез:

1.	Спилиты и порфириты зеленовато-бурые и бурые с прослоями туфов основного состава	166 *м*
2.	Задерновано	25 „
3.	Спилиты зеленовато-серые с шаровой отдельностью	38 „
4.	Сланцы глинистые с прослоями сланцев кремнисто-глинистых и туфов	16 „
5.	Задерновано	27 „
6.	Порфириты базальтовые грязно-зеленые, миндалекаменные и их туфы, в средней части с прослоями глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и яшм	91 „
7.	Ритмичное переслаивание сургучных яшм с розоватыми известняками и бурыми спилитами, в средней части глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, черные, зеленые и красные	76 „
8.	Сланцы глинистые и кремнисто-глинистые черные, зеленоватые и бурые с прослоями сургучных и светлоокрашенных	66 „
9.	Задерновано	38 „
10.	Порфириты базальтовые, зеленовато-серые	67 „
11.	Переслаивание сургучных яшм с розоватыми известняками и сланцами	141 „
12.	Сланцы глинистые, черные	106 „
13.	Переслаивание сургучных яшм с розоватыми известняками	15 „
14.	Спилиты и порфириты зеленовато-серые и бурые, иногда с шаровой отдельностью, с прослоями бурых туфов, яшм, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев	228 „
15.	Переслаивание сургучных и светлоокрашенных яшм с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами	69 „
16.	Спилиты и базальтовые порфириты зеленовато-серые и бурые с прослоями кремнисто-глинистых сланцев	154 „
17.	Сланцы кремнисто-глинистые темно-серые, зеленоватые и бурые с редкими прослоями глинистых сланцев черных	111 „
18.	Задерновано	23 „
19.	Базальтовые порфириты, яшмы, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы черного, темно-серого, зеленого и бурого цвета	195 „

Мощность остринской свиты на р. Чамгу около 1500 *м*.

Таким образом, в северном направлении содержание вулканогенно-кремнистых пород в остринской свите заметно увеличивается за счет резкого сокращения глинистых сланцев, алевролитов и песчаников.

Алевролиты остринской свиты обычно темно-серые и черные, массивные, иногда слегка сланцеватые. Сложены они угловатыми обломками кварца и плагиоклазов алевритовой размерности, в меньшей мере яшм, пироксенов и биотита, погруженных в глинистый цемент базального типа или типа соприкосновения.

http://jurassic.ru/

Глинистые сланцы отличаются от алевролитов слацеватой текстурой и слабым шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Глинистое вещество нередко в значительной степени замещено серицитом и хлоритом.

Кремнисто-глинистые сланцы характеризуются зеленым, зеленовато-серым, серым или буроватым цветом и отчетливой сланцеватой текстурой. Состоят они из кремнистого вещества пелитовой размерности и небольшого количества псаммитовых и алевритовых обломков кварца, полевых шпатов, хлорита и серицита. В них, так же как и в алевролитах, иногда присутствуют скелеты радиолярий, в различной степени замещенных кварцем или лучистым халцедоном. Структура пород пелитовая, близкая к микролепидогранобластовой.

Песчаники имеют подчиненное значение и приурочены к нижней части остринской свиты. Это зеленовато-серые, серые и темно-серые породы, в большинстве случаев мелкозернистые, массивные, реже слоистые за счет послойной ориентировки уплощенных обломков темно-серых алевролитов. В состав песчаников входят плохо окатанные обломки кварца, полевых шпатов, яшм, изверженных пород, алевролитов, глинистых сланцев, темноцветных и рудных минералов. Алевропелитовый цемент редко превышает 30—40% объема породы. Тип его чаще всего соприкосновения, реже базальный.

Яшмы играют существенную роль в составе свиты. Среди них преобладают сургучно-красные, розоватые и бурые. Для этих пород характерны полосчатая текстура, обусловленная послойным изменением цвета, жирный блеск и раковистый излом. Состоят они из мельчайших изометричных зерен кварца с зубчатыми очертаниями, тонкодисперсного гематита, образующего послойные скопления, и глинистого вещества, частично замещенного хлоритом и серицитом. Иногда присутствуют скелеты радиолярий, как правило нацело замещенные тонкозернистым кварцем, опалом, лучистым халцедоном или карбонатом. Содержание скелетов радиолярий иногда достигает 50—70% от общего объема породы. Текстура яшм массивная, полосчатая, реже псевдобрекчиевая, структура — криптокристаллическая, иногда органогенная (для радиоляритов).

Известняки пользуются значительным распространением в остринской свите. Среди них различаются афанитовые, оолитовые и кристаллические разновидности. Афанитовые известняки красновато-бурые, бурые и розоватые, как правило, тонкослоистые за счет послойной концентрации распыленного гематита. Они совместно с яркоокрашенными яшмами обычно образуют пачки (до 40—50 *м*) тонкого флишоидного переслаивания с мощностью прослоев 0,1—0,4 *м* и являются типично хемогенными. По простиранию прослои известняков в пачках нередко полностью замещаются яшмами. Кристаллические известняки серые и светло-серые, массивные чаще всего слагают мощные (до 500 *м*), иногда изогнутые, серповидные линзы и крупные, видимо, эрратические глыбы среди глинистых пород и эффузивов. Форма глыб, характер залегания, а также состав вмещающих пород позволяют предполагать, что источники сноса находились близко от бассейна седиментации. Часть линз известняков, по всей вероятности, является рифогенной, на что указывают не только форма тел и частое замещение их по простиранию глинистыми породами, яшмами, хемогенными известняками и эффузивами, но и присутствие в них остатков рифостроящих организмов (кораллов, гидроидных полипов, строматопороидей, лилий, мшанок, водорослей и т. д.). Такие разновидности отличаются однородным составом и чистотой. Сложены они почти нацело карбонатом. Примесь глинистого материала и алевритовых зерен кварца и полевых шпатов

http://jurassic.ru/

не превышает 5%. Только в краевых частях тел увеличивается содержание кремнезема.

Эффузивные образования (спилиты, диабазы, диабазовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты) имеют значительный удельный вес в составе свиты. Они тесно связаны с кремнистыми породами и известняками, образуя среди них пластообразные тела мощностью до 10 *м*, реже более. Для этих пород характерны темно-серая, зеленоватая или бурая окраска и массивное сложение. Спилиты обычно миндалекаменные с шаровой отдельностью. Сложены они альбитизированным плагиоклазом (50—70% объема породы) и хлоритизированным авгитом или титан-авгитом, погруженными в бурое вулканическое стекло (до 30% объема породы), с рассеянными в нем магнетитом и ильменитом. Округлые и овальные миндалины (до 1—3 *мм* в диаметре) выполнены карбонатом, хлоритом, реже пренитом. Структура пород спилитовая, в меньшей мере интерсертальная и вариолитовая. Диабазы обладают диабазовой структурой и состоят из сильно измененных плагиоклазов (до 60%), авгита (до 40%) и единичных зерен апатита, магнетита, ильменита, реже хромита. Вторичные изменения диабазов настолько интенсивны, что они порой превращены в зеленокаменные породы с бластоофитовой структурой. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты имеют порфировую структуру. Порфировые выделения в них представлены андезин-лабрадором, авгитом и очень редко оливином. Интерсертальная, гиалопилитовая или пилотакситовая основная масса их сложена плагиоклазами, авгитом, рудными минералами и вулканическим стеклом (до 30% объема породы). Вторичные изменения минералов значительные, но менее интенсивные, чем у диабазов.

Состав эффузивных пород остринской свиты Восточно-Сахалинских гор приведен в табл. 2.

Из известняков верхней части остринской свиты (реки Набиль, Пильнга, Пурш-Пурш) В. О. Савицким собраны остатки шестилучевых кораллов (определения Е. В. Краснова): *Stylina sachalinica* Krasnov,

Таблица 2

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	34,34	40,00	40,26	40,74	46,24	48,10	48,79	50,53	50,64
TiO_2	1,81	2,96	2,61	3,96	1,43	1,52	1,68	0,48	3,27
Al_2O_3	12,02	10,41	13,66	12,11	15,00	15,65	16,86	17,74	12,70
Fe_2O_3	2,10	11,88	7,10	6,72	5,36	5,02	12,48	5,88	2,56
FeO	6,66	1,59	2,52	2,57	3,18	3,82	2,44	1,98	8,77
MnO	0,09	0,06	0,11	0,11	0,11	0,13	0,12	0,38	0,13
MgO	3,12	3,98	5,68	3,85	5,33	5,86	1,97	5,19	4,37
CaO	19,05	14,05	11,28	13,15	11,92	11,08	5,29	7,01	6,56
Na_2O	2,43	3,37	3,23	4,31	3,36	2,85	4,24	4,04	4,24
K_2O	1,81	1,44	2,11	1,56	2,53	1,93	2,20	1,32	0,12
P_2O_5	0,23	0,22	0,32	0,42	0,13	0,13	0,63	0,51	0,32
H_2O	0,84	0,78	1,17	2,59	0,39	0,38	0,48	0,29	0,84
П.п.п.	15,89	8,87	9,87	7,52	5,50	3,31	2,72	5,14	5,41
Сумма	100,39	99,61	99,92	99,61	100,48	99,78	99,90	100,49	99,93

Примечание. 1 — спилит, р. Мелкая, в 5 *км* выше устья р. Молнии, обр. 7125а; 2 — спилит миндалекаменный, р-н горы Оленьей, обр 332; 3 — андезито-базальтовый порфирит, верховье р. Набиль, обр. 1593; 4 — спилит, р. Круглая, обр. 2198к; 5 и 6 — базальтовые порфириты, верховье р. Чамгу, несколько выше устья кл. Угольного, обр. 3037з и 3037и; 7 и 8 — спилит и диабаз, р. Ивашка, западнее пос. Известкового, обр, 6690в и 6694; 9 — спилит, р. Круглая, обр. 1642. По данным Ю. М. Ковтуновича (1, 2, 7—9), В. О. Савицкого (3, 5, 6) и В. М. Гранника (4).

http://jurassic.ru/

Thamnosteria sp., *Calamophilla* sp., а также гидроидные полипы, гастроподы (*Nerinea* sp.) и строматопороидеи (*Actinostromaria* sp.). А. К. Салдугеев сообщает о находке Е. Д. Конюшковым на восточном склоне Набильского хребта (также в известняках остринской свиты) колониального шестилучевого коралла (*Stylina* sp.), встречающегося в нижнем мелу Горного Крыма (определение Е. И. Кузьмичевой). В известняках остринской свиты, кроме того, в ряде мест собраны Ю. М. Ковтуновичем, В. П. Клюевым, В. С. Рождественским и В. О. Савицким фораминиферы, по мнению М. И. Сосниной, «похоже больше на мезозойские, чем на палеозойские», а также остатки иглокожих, водорослей, кораллов, мшанок и криноидей.

В кремнисто-глинистых сланцах, радиоляритах и яшмах верхней части свиты во многих пунктах Ю. М. Ковтуновичем, В. П. Клюевым, Е. Д. Конюшковым, В. О. Савицким и А. К. Салдугеевым обнаружены: *Dictyomitra* cf. *bolbocephala* Zham., *Cenosphaera* cf. *sphaerozoica* cf. C. sp. A., *Lithomitra* cf. *copitoidea* Zham., *Phacosius* ? sp., *Stylodicyta* ? sp., *Stichomitra* sp., *Porodiscus* sp., *Stichocapsa* sp. и др., позволившие А. И. Жамойде считать этот комплекс радиолярий «безусловно мезозойским», скорее всего юрским, в котором наряду с некоторыми меловыми формами присутствуют виды, сходные с юрскими радиоляриями Нижнего Приамурья.

Исходя из изложенного, возраст остринской свиты считается юрским — раннемеловым. Не исключено, однако, что нижние фаунистически не охарактеризованные горизонты свиты могут оказаться триасовыми или более древними. В частности, в небольшой линзе известняков в левом борту р. Ивашки (верхняя часть остринской свиты, по Ю. М. Ковтуновичу) А. А. Капица (Капица, 1961 а) собрал и предварительно определил фораминиферы плохой сохранности, карбонового и нижнепермского облика: *Schubertella* (?) sp., *Triticites* (?) sp., а также формы, напоминающие *Staffella hemispherica* Jones, Park et Brady, *Gemitrina postcarbonica* Spahd. и *Neofusulinella* sp.

Позднее Ю. М. Ковтунович в этой же точке в известняках обнаружил фораминиферы, по мнению М. И. Сосниной «похожие больше на мезозойские, чем на палеозойские». В связи с этим необходимо в дальнейшем уточнить стратиграфическое положение слоев, заключающих эту линзу известняков.

Хойская свита распространена в пределах Центрального, Набильского и Лунского хребтов Восточно-Сахалинских гор, где слагает мульды узких синклинальных складок северо-западного простирания. Особенно широко она распространена в районе г. Лопатина и в бассейне р. Лонгари. Свита выделена в 1960 г. В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем, относившими ее к верхнему палеозою. Хойская свита залегает согласно, иногда с небольшим размывом на остринской свите. Покрывающие отложения не установлены. Соотношения с достоверно позднемеловыми образованиями тектонические. За основание хойской свиты принимается пачка грубозернистых песчаников или алевролитов, залегающая на верхнем вулканогенно-кремнистом горизонте остринской свиты.

Состав хойской свиты однообразен. Это преимущественно песчаники, глинистые сланцы и алевролиты, которым подчинены кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, известняки, гравелиты, конгломераты и эффузивы.

В южной части территории, на водоразделе р. Лангери с бассейнами рек Хой и Пиленги, свита делится на две подсвиты: нижнехойскую и верхнехойскую. В состав первой из них входят главным образом плохо отсортированные полимиктовые песчаники, алевролиты и глини-

http://jurassic.ru/

стые сланцы с подчиненными им серыми и зелеными яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, известняками и весьма характерными брекчиями, состоящими из обломков (до 0,1 *м*) глинистых пород и яшм, в которых нередко присутствуют линзы конгломератов и конгломерато-брекчий.

Наиболее полный разрез нижнехойской подсвиты наблюдали В. С. Рождественский и В. В. Слодкевич по р. Пиленге ниже устья ключа Скального. Здесь на верхнем вулканогенно-кремнистом горизонте остринской свиты (снизу вверх) залегают:

1. Песчаники, сменяющиеся выше алевролитами и глинистыми сланцами . 190 *м*
2. Алевролиты и глинистые сланцы, в верхней части переслаивание песчаников (0,1 —1 *м*) зеленовато-серых, мелкозернистых и алевролитов (0,05—0,1 *м*) темно-серых . . . . 100 „
3. Песчаники мелко- и среднезернистые с угловатыми обломками (до 10—20 *мм*) темно-серых алевролитов . . . . 20 „
4. Алевролиты темно-серые и черные, рассланцованные . . . . . . 100 „
5. Переслаивание песчаников мелкозернистых, зеленовато-серых (0,15—1,0 *м*) и черных алевролитов (0,05—0,15 *м*) . . . . 90 „
6. Песчаники крупно- и грубозернистые с прослоями гравелитов и конгломерато-брекчий. Породы переполнены угловатыми обломками (до 0,01 *м*) темно-серых алевролитов, обусловливающих градационную слоистость . 120 „
7. Алевролиты рассланцованные . . . . 180 „
8. Песчаники среднезернистые . . . . 150 „
9. Алевролиты темно-серые, рассланцованные . . . . 90 „
10. Переслаивание песчаников средне- и крупнозернистых серых с конгломерато-брекчиями и темно-серыми алевролитами . . . . 100 „

Суммарная мощность подсвиты 1040 *м*.

Состав подсвиты однообразен. Обычно преобладают песчаники. В ряде мест песчаники и алевролиты присутствуют в примерно равных соотношениях, но иногда преобладают алевролиты.

Верхнехойская подсвита сложена в нижней части пачкой переслаивания алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. Вверх по разрезу в ней появляются прослои кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, зеленых яшм, линзы известняков и эффузивы. В ряде мест в верхней части подсвиты кремнистые породы преобладают.

Разрез подсвиты изучен В. С. Рождественским и В. В. Слодкевичем по р. Пиленге, ниже устья руч. Скального, где на пачке песчаников, алевролитов и конгломерато-брекчий нижнехойской подсвиты согласно залегают:

1. Алевролиты и глинистые сланцы темно-серые . . . . 370 *м*
2. Кремнисто-глинистые сланцы зеленоватые с прослоями сургучно-красных радиоляритов . . . . 100 „
3. Глинистые сланцы и алевролиты темно-серые с прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев . . . . 80 „
4. Переслаивание (0,2—1 *м*) кремнисто-глинистых и глинистых сланцев с алевролитами . . . . 105 „
5. Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы зеленовато-серые и зеленые с редкими прослоями зеленых и светло-серых яшм и известняков, а также темно-серых глинистых сланцев и алевролитов, частью окремненных . 425 „
6. Глинистые сланцы и рассланцованные алевролиты темно-серого цвета . 60 „

Мощность верхнехойской подсвиты по р. Пиленге около 1160 *м*.

В средней и верхней частях подсвиты главную роль играют кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, западнее, в верховьях р. Пиленги, появляются песчаники и алевролиты с мергелистыми конкрециями, которые еще далее на запад, в бассейне р. Смуглянки, преобладают. В. С. Рождественский считает, что эти изменения состава подсвиты связаны с обмелением морского бассейна в западном направлении.

Существенно иной состав хойской свиты наблюдается в районе Лунского и на севере Набильского хребтов. Здесь В. О. Савицкий

http://jurassic.ru/

в основании свиты выделяет мощную (до 1000—1100 *м*) пачку глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, содержащих прослои алевролитов, песчаников, известняков, туфов и тела эффузивов. В этой пачке по р. Чамгу залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые, черные	50 *м*
2. Переслаивание черных глинистых сланцев и алевролитов с зеленоватыми песчаниками	50 „
3. Перерыв (30 *м*).	
4. Сланцы глинистые, черные, однородные с маломощными прослоями зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев	180 „
5. Алевролиты темно-серые с прослоями песчаников серых и зеленовато-серых	60 „
6. Сланцы глинистые, черные, однородные с прослоями кремнисто-глинистых сланцев зеленоватых и бурых	165 „
7. Равномерное переслаивание розоватых яшм и светло-серых известняков	15 „
8. Яшмы светлые и буроватые с прослоями туфов и известняков	50 „
9. Сланцы глинистые, чёрные, однородные	80 „

Вскрытая мощность нижней части хойской свиты около 680 *м*. На этой пачке залегает монотонная толща (до 1000—1500 *м*) грубообломочных пород, сложенная плохо отсортированными полимиктовыми песчаниками, содержащими редкие и маломощные (обычно до 1—5 *м*) прослои и линзы гравелитов, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Ранее эта толща выделялась В. А. Махининым под названием лопатинской свиты. По данным этого исследователя верхняя часть хойской свиты (лопатинская свита) резко несогласно залегает на подстилающих отложениях (Алексейчик, 1963). Позднее В. О. Савицкий эти отложения отнес к хойской свите в качестве верхней подсвиты, причем несогласия в залегании между свитами он не установил.

Песчаники хойской свиты имеют много общего с песчаниками остринской свиты и отличаются от них лишь большей крупностью обломочного материала и худшей его окатанностью и сортировкой, что свидетельствует о существовании в период осадконакопления более расчлененного рельефа и незначительного удаления источников сноса. Песчаники хойской свиты в большинстве своем светло-серые и серые, иногда темно-серые и зеленоватые, в основном средне- и крупнозернистые, плохо сортированные, массивные, реже слоистые. Слоистость обычно градационная, образованная послойным скоплением уплощенных обломков глинистых пород черного цвета. Состоят песчаники из угловатых обломков минералов и несколько лучше окатанных обломков изверженных и осадочных пород, погруженных в алевропелитовый или кремнисто-глинистый цемент, составляющий до 30—40% объема породы. Среди обломков минералов преобладают плагиоклазы (40—70% от количества обломков) основного, реже кислого состава и кварц (10—60%). Иногда присутствуют единичные зерна пироксенов, роговой обманки, калишпата и биотита. Осадочные породы (до 40% обломков) представлены яшмами, реже алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и очень редко известняками. Из изверженных пород (до 20% обломков) присутствуют диабазы, спилиты и андезито-базальтовые порфириты, как правило, сильно измененные. Наиболее плохо окатаны обломки кварца, за ними следуют обломки плагиоклазов, яшм, известняков, изверженных и глинистых пород. Обломки глинистых пород характеризуются наилучшей окатанностью. Границы их обычно расплывчатые, а с краев нередко отмечаются затеки цемента. Структура песчаников псаммитовая, чаще всего неравномернозернистая. Наиболее распространен цемент типа соприкосновения, реже базальный или выполнения пор.

http://jurassic.ru/

Подавляющее большинство песчаников по составу относится к грауваккам и лишь незначительная их часть приближается к аркозам.

Плохая окатанность и сортировка обломочного материала свидетельствует о незначительной удаленности источников сноса. При этом размыву, судя по составу, подвергались кремнисто-вулканогенные и терригенные образования.

Гравелиты и конгломераты хойской свиты серые и темно-серые, мелкогалечные. Они образуют в песчаниках линзообразные прослои мощностью до 10 *м*. Обломочный материал в них (30—40% объема породы) представлен сравнительно хорошо окатанными гальками и гравием яшм, изверженных пород, кремнисто-глинистых сланцев, известняков и алевролитов. Обломки последних окатаны несколько хуже. Цементом служит грубозернистый песчаник.

В 1962 г. В. О. Савицким из известняков, отнесенных им к нижнехойской подсвите, по рекам Пильнге и Кындкымехе собраны остатки шестилучевых кораллов: *Stylina sachalinica* Krasnov, *Convexastrea fukazawaensis* Egushi, *Thamnoateria vereschagini* Krasnov, *Calamophyllina flabellum* Blainv., *Diplocoenia* sp. (определения Е. В. Краснова), а также остатки *Nerinea* sp., гидроидных полипов и строматопороидей. В кремнистых породах из нижнехойской и верхнехойской подсвит, кроме того, в ряде точек Ю. М. Ковтуновичем и В. С. Рождественским обнаружены радиолярии, отнесенные А. И. Жамойда к комплексу с *Dictyomitra*. Среди радиолярий определены: *Dictyomitra* cf. *bolbocephala* Zham., *D.* cf. *multicostata* Zittel, *D.* cf. *malleola* Aliev, *Cenosphaera* cf. *sphaerozoica* Zham., *Saturnalis* ? sp. indet., *Stylodictya* sp., *Phacodiscus* ? sp., *Eusiryngium* ? sp. nov., Stephanidae? и др.

В верховьях рек Смуглянки и Витницы в мергелистых конкрециях и алевролитах хойской свиты Ю. М. Ковтуновичем и В. С. Рождественским собраны обломки призматического слоя иноцерамов. Сведения о находках призматического слоя иноцерамов в глинистых породах в верховье рек Мынги и Набиль приводятся также в работах В. И. Бондаренко за 1936 г. (сборы И. Мацуда) и С. М. Зайцева и В. Г. Рубана за 1960 г.

На основании палеонтологических остатков (главным образом кораллов) хойская свита в настоящее время может быть условно отнесена к поздней юре — раннему мелу. Следует заметить, что образования, включенные в хойскую свиту, по литологическим особенностям имеют большое сходство с верхнемеловыми (кампанскими и, возможно, маастрихт-датскими) отложениями Восточно-Сахалинских гор, на что указывали почти все исследователи, начиная с Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого (1915). В связи с этим не исключена возможность, что верхняя часть образований в составе хойской свиты может оказаться более молодой, так же как и не исключена возможность нахождения в поле развития хойской свиты верхнемеловых отложений.

Полуостров Шмидта

Мезозойские доверхнемеловые отложения на п-ове Шмидта слагают участок восточного побережья между мысами Бойница и Левенштерна, причем наиболее хорошо они обнажены южнее устья р. Орлиной. С перекрывающими отложениями верхнего мела мезозойские образования имеют тектонический контакт. В их составе преобладают диабазы, андезитовые порфириты, их туфы, туфо- и лавобрекчии, подчиненное значение имеют окремненные аргиллиты и алевролиты, еще реже встречаются песчаники. В вулканогенных породах отмечаются

http://jurassic.ru/

линзовидные прослои и глыбы яшм, радиоляритов, кремней и мраморизованных известняков.

Мезозойские образования, обнажающиеся севернее мыса Ханьролни, состоят из следующих пачек (снизу вверх):

1. Аргиллиты скорлуповатые, сильно окремненные . . . . . . 80 *м*
2. Диабазы, часто миндалекаменные, их туфы и лавобрекчии . . . 40 „
3. Диабазы и их туфы, содержащие редкие линзовидные пласты мощностью 1—5 *м* кремнистых пород, а также крупные глыбы (до 8×10 *м*) сургучно-красных яшм, серых и розовых известняков. В кремнистых породах обнаружены скелеты радиолярий: *Cenosphaera* aff. *sphaerozoica* Zham., *C.* cf. *sakhalinica* Zham., *C.* cf. *sphaeroconus* Rüst, *Porodiscus* sp., *Stylodictya* sp., *Dictyostrum* sp., *Hagiastrum* (?) sp., *Tricolocapsa* sp., *Tricolocampe* sp., *Dictyomitra* sp., *Lithomitra* (?) sp., *Lithocampe* sp., Stephanidae и Lithocampine . . 160 „
4. Андезитовые порфириты, их туфы, туфо-лавобрекчии . . . . 125 „
5. Диабазы, андезитовые порфириты, их туфы, образующие пачки мощностью 25—30 *м*, чередующиеся в верхах с пачками мощностью 5—20 *м* черных окремненных аргиллитов . . . . 200 „
6. Аргиллиты и алевролиты массивные, сильно окремненные и раскливажированные, содержащие редкие пачки мощностью 10—12 *м* туфогенных песчаников и андезитовых порфиритов . . . . . . 250—300 „

Общая мощность около 900 *м*.

По заключению А. И. Жамойды, приведенный комплекс радиолярий включает формы, сходные как с набильским комплексом с *Dictyomitra,* характерным для остринской и хойской свит Восточно-Сахалинских гор, так и с комплексом с *Saturnalis,* встреченным там же в верхах хойской свиты. Этот комплекс радиолярий по составу близок к валанжинскому койвэреланскому комплексу, выделенному О. П. Дундо и А. И. Жамойдой (1963) в Корякском нагорье.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В пределах Сахалина, примерно на 1/3 его площади, обнажаются меловые, главным образом верхнемеловые, отложения; вероятно, и на глубине, под чехлом неогеновых и палеогеновых отложений, также распространены главным образом верхнемеловые отложения. Фаунистически охарактеризованные верхнемеловые морские отложения буровыми скважинами обнаружены в Северо-Сахалинской низменности, вблизи г. Охи (к северу и к западу от него), а также на юге Тонино-Анивского полуострова и в других местах под неогеновыми отложениями, а в районе пос. Красногорск под палеогеновыми (рис. 8).

Первые сведения о стратиграфии мела Сахалина были доставлены Ф. Б. Шмидтом, которому принадлежит честь открытия отложений меловой системы не только на Сахалине, но и вообще на Дальнем Востоке. Совместно с П. П. Гленом, а затем и при участии И. А. Лопатина Ф. Б. Шмидт изучал меловые отложения на западном берегу острова у мыса Жонкьер, в районе г. Александровска (Шмидт, 1873).

В дальнейшем Р. Михаэль на основании поступивших к нему коллекций, собранных отдельными путешественниками, установил новые виды меловых радиально-ребристых иноцерамов (Michael, 1899).

Данные для стратиграфии мела были собраны Э. Э. Анертом в 1907 г., а также Н. Н. Тихоновичем и П. И. Полевым в 1908—1910 гг. Материалы последних и ранее собранные материалы Ф. Б. Шмидта, И. А. Лопатина и Д. Л. Иванова, посетившего в 1889 г. Южный Сахалин и собравшего там окаменелости из меловых отложений, были изучены Д. В. Соколовым, который в 1914 г. опубликовал описание позднемеловых иноцерамов Сахалина.

Материалы, собранные в 1917—1918 гг. А. Н. Криштофовичем и П. И. Полевым, дали возможность А. Н. Криштофовичу разработать

http://jurassic.ru/

основы стратиграфии мела вообще для всей северо-восточной прибрежной части Азии: для Сахалина, Японских и Курильских островов, Камчатки, Корякского нагорья и Анадырско-Пенжинской депрессии.

А. Н. Криштофович, продолжавший свои исследования и позднее, именно в это время детально изучил растительные остатки, содержащиеся в верхнемеловых отложениях Сахалина, установил их распределение в разрезе и предложил схему расчленения этих отложений на региональные, или провинциальные, ярусы. Наиболее древний ярус получил название айнусского, средний — гиляцкого и наиболее молодой — ороченского. Эта схема деления верхнего мела в настоящее время получила полное подтверждение на материале как Сахалина, так и Курильских островов, Камчатки и Корякского нагорья. По предложению Х. Ябе (Yabe, 1927) она была принята и для Японии, хотя было сохранено лишь название гиляцкого яруса для средней части верхнего мела. Верхний — ороченский — ярус был расчленен на два отдельных яруса: уракавский и хетонайский, нижний получил название яруса Мияко.

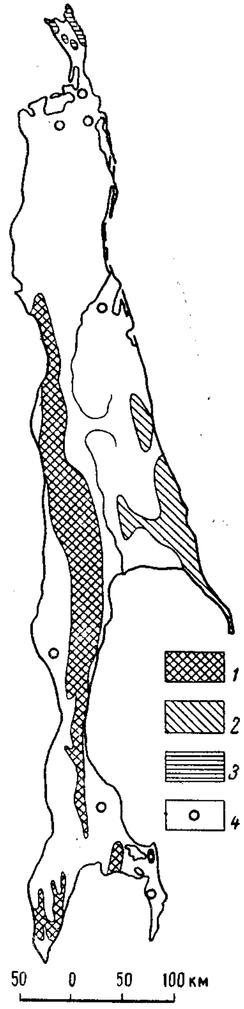


Рис. 8. Схема распространения меловых отложений на Сахалине

1 — Западно-Сахалинские горы (главное меловое поле Сахалина); *2* — Восточно-Сахалинские горы; *3* — п-ов Шмидта; *4*—меловые отложения, вскрытые буровыми скважинами

К северу от ст. Победино изучением стратиграфии мела специально занимался лишь А. Н. Криштофович, который продолжал разрабатывать стратиграфическую схему меловых отложений, базируясь главным образом на изучении остатков растений. Итоги изучения были им подведены в широко известной монографии «Геологический обзор стран Дальнего Востока» (1932) и в более поздних публикациях. Существенные данные к стратиграфии мела были получены также в процессе поисковых и геологосъемочных работ П. И. Полевым, В. В. Медведевым, Б. М. Штемпелем, А. А. Капицей, Л. М. Саяпиной, Е. М. Смеховым, И. Б. Плешаковым, Б. В. Витгефтом, О. И. Буниным, И. А. Голубковым, Н. С. Ерофеевым и др. Палеонтологические сборы этих исследователей изучались А. Н. Криштофовичем, Б. М. Штемпелем, Е. В. Ливеровской, Э. Н. Кара-Мурза и Н. С. Воронец, а также И. Гаясака, Х. Ябе и С. Симидзу.

На юге Сахалина меловые отложения изучались главным образом японскими геологами: М. Кавада, С. Симидзу, Я. Саса, Т. Матсумото и С. Ойси. Палеонтологический материал изучался также Т. Нагао, Х. Ябе и др. Наиболее существенные результаты были получены Т. Матсумото, который изучил и описал разрез верхнемеловых отложений в бассейне рек Найбы и Ай и опубликовал описание аммонитов и совместно с Т. Нагао иноцерамов. Данные о разрезе верхнего мела в бассейне р. Найбы использованы Матсумото для разработки общей биостратиграфической шкалы верхнего мела Сахалина и Японии.

В 1949 г. Е. М. Смехов в работе, посвященной геологическому строению и нефтегазоносности Сахалина (Смехов, 1953), описал меловые отложения острова.

http://jurassic.ru/

В 1945—1959 гг. меловые отложения острова изучались А. А. Капицей, Б. М. Штемпелем, К. П. Евсеевым, П. Д. Шкляевым, И. Г. Гринбергом, Л. М. Саяпиной, Е. М. Смеховым и др. Палеонтологические коллекции этих исследователей определялись А. Н. Криштофовичем, Т. Н. Байковской, М. О. Борсук, Б. М. Штемпель, Е. В. Ливеровской, Н. Н. Бобковой, А. Е. Глазуновой и отчасти В. Н. Яковлевым. В 1957 г. А. А. Капица подвел итоги своих наблюдений в работе, посвященной стратиграфии меловых отложений Сахалина.

В 1960 г. в г. Охе состоялось первое межведомственное совещание, посвященное стратиграфии Сахалина, на котором была принята рабочая схема стратиграфии, в дальнейшем в значительной степени уточненная. Расчленение верхнего мела, в соответствии со схемой А. Н. Криштофовича, на гиляцкую и ороченскую серии получило подтверждение в решениях совещания. По предложению В. Н. Верещагина было выделено 5 местных зон по аммонитам и иноцерамам, которые установлены не только на Сахалине, но и в других регионах, прилегающих к северным побережьям Тихого океана (Верещагин, 1963; Matsumoto, 1959).

После проведения Охинского совещания, а отчасти и раньше (начиная с 1958 г.) специальное изучение биостратиграфии меловых отложений проводилось В. Н. Верещагиным совместно с Т. Д. Зоновой, Ю. Г. Миролюбовым, Г. Л. Эйхгорном, Б. А. Сальниковым, В. С. Глазуновым, Л. В. Василенко, Г. В. Туренко, И. А. Тепловым, Ю. С. Мавринским, М. А. Пергаментом и др. Существенный вклад в познание стратиграфии мела в это время внесли также В. П. Мытарев, Ю. М. Ковтунович, З. П. Потапова, Н. Б. Сальникова, В. Я. Посыльный, Т. Г. Калишевич, А. С. Шуваев, Г. С. Ведерников, Ю. Н. Тарасевич, В. Е. Бевз и многие другие. В это же время были опубликованы краткие сводки по меловым отложениям В. Н. Верещагиным (Верещагин, 1958), Л. С. Жидковой и М. Н. Кузиной и др., а также подготовлена к печати монография, посвященная мелу Сахалина (Верещагин и др., 1961). В пределах Сахалина меловые отложения слагают несколько крупных площадей распространения. Наиболее крупной и лучше изученной является площадь, получившая название Главного мелового поля Сахалина, расположенная в пределах Западно-Сахалинских гор. Она представляет собой узкую, вытянутую площадь почти непрерывного распространения меловых отложений от мыса Хое на севере до мыса Крильон на юге, приуроченную главным образом к Западно-Сахалинским горам, их склонам и подножиям. Обособленно от этого поля на Тонино-Анивском полуострове располагаются сравнительно небольшие площади развития меловых отложений. Третья очень крупная площадь распространения меловых отложений находится в Восточно-Сахалинских горах. И, наконец, на крайнем севере Сахалина, на п-ове Шмидта, расположена четвертая площадь развития мела, возможно непосредственно связанная с меловыми образованиями, погребенными под покровом неогеновых отложений в пределах Северо-Сахалинской низменности. Описание меловых отложений приводится ниже отдельно для каждой из перечисленных выше площадей (см. приложение II).

Западно-Сахалинские горы

Главное меловое поле Сахалина

В пределах Западно-Сахалинских гор расположено Главное меловое поле Сахалина. В. Н. Верещагин совместно с Ю. Г. Миролюбовым, Г. Л. Эйхгорном, З. П. Потаповой, В. П. Феоктистовым и Т. Д. Зоновой

http://jurassic.ru/

в 1958—1960 гг. изучали здесь разрезы в целом ряде пересечений: по линии Холмск—Южно-Сахалинск, на п-ове Крильон, по р. Сусуе, по р. Найбе и ее притокам, по р. Ай, по рекам Баклановке, Фирсовке, Мануи, по дорогам Гастелло—Углегорск и Бошняково—Смирных, а также по рекам Побединке, Онорке и др. и в районе между Агнево и мысом Жонкьер. Эти наблюдения послужили основой для разработки биостратиграфической схемы мела Главного мелового поля.

Бассейн рек Найбы и Ай

От р. Шадринки и пос. Углезаводск на юге до устья р. Розы на севере на протяжении 12 *км* вдоль р. Найбы распространены меловые отложения. На западе границей их является выход на поверхность базальных слоев палеогена. На востоке меловые отложения граничат с неогеновыми, которые на большей части площади налегают на меловые с размывом и резким несогласием, местами граница с ними проходит по тектоническому разрыву. Меловые отложения выходят на поверхность как в береговых обрывах, так и в русле р. Найбы.

Меловые отложения в пределах района образуют крыло крупной складки, наклоненное на запад или запад-северо-запад под углом 30—60°. Местами в крыльях дополнительных мелких складок наблюдаются обратные падения. Сбросы, надвиги, сдвиги, хотя встречаются и часто, но обычно имеют небольшую амплитуду. Простирание нарушений параллельное, косое и перпендикулярное к основному северо-северо-восточному простиранию моноклинали. Вследствие моноклинального залегания и совпадения направления водоразделов и долин с простиранием слоев меловые отложения протягиваются в виде сплошной полосы через весь рассматриваемый район с юга на север, с небольшим отклонением на северо-запад. Пачки, группы пластов и пласты, протягиваясь по простиранию параллельно друг другу, образуют отчетливую полосовидную структуру района. В восточной части острова распространены наиболее древние из меловых отложений — аналоги альбских или, возможно, аптских слоев. В западной части распространены аналоги маастрихтских и датских отложений, на которые здесь согласно налегают нижнепалеогеновые отложения.

По составу все эти отложения делятся на четыре согласно залегающие свиты: айскую, найбинскую, быковскую и краснояркoвскую (рис. 9).

Айская свита протягивается вдоль восточного склона водораздельной возвышенности между склонами, спускающимися к заливу Терпения, и долиной р. Найбы. Нижняя часть свиты не изучена, так как скрыта под чехлом, залегающих на ней неогеновых отложений. Средняя часть свиты обнажается по р. Ай примерно в 8—10 *км* от устья. Она сложена тонкочередующимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками с подчиненным количеством псаммитовых туффитов и туфов и с тонкими прослоями органогенно-обломочных глинистых известняков. В известковистых алевролитах найдены неопределимые остатки мшанок, пелеципод, одиночных кораллов и аммонитов — *Cleoniceras* sp. indet (?). В глинистых известняках недавно Т. В. Туренко обнаружены фораминиферы: *Orbitolina* ex gr. *texana* Roëmer. и др. Возраст этой части свиты, по-видимому, альбский, возможно, позднеаптский. Мощность средней части свиты около 400 *м*. Верхняя часть свиты обнажается по р. Найбе. Она состоит из чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, причем около половины разреза приходится на долю песчаников. В этой части свиты найдены остатки *Inoceramus* aff. *crippsi* Mant., *Puzosia subcorbarica* Yabe и др. Общая мощность около

http://jurassic.ru/

500 *м*. Возраст верхней части айской свиты альбский или, возможно, раннесеноманский. Общая мощность свиты более 1100 *м*.

Найбинская свита залегает согласно, с постепенным переходом, на верхних слоях айской свиты. Она распространена параллельно айской свите вдоль левобережных склонов долины р. Найбы, а к востоку от пос. Быково также и по правобережью. Здесь же она и лучше обнажена, хотя отдельные хорошие обнажения имеются и по р. Ай, и по правым притокам р. Найбы — рекам Шадринке, Гурьевке, Найденова. Свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита состоит из песчаников, чередующихся с алевролитами и аргиллитами общей мощностью около 500 *м*. В нижней ее части преобладают песчаники, а в верхней — алевролиты и аргиллиты. В низах подсвиты найдены *Inoceramus* aff. *crippsi* Mant. и радиолярии *Lithocampe* Haeckel. В верхней части подсвиты найдены иноцерамы и аммониты: *Juberticeras kawakitanum* Mat., *Puzosia* sp. indet., *Inoceramus dunveganensis aiensis* Zonova и др. Верхняя подсвита существенно сложена песчаниками с подчиненным количеством алевролитов, аргиллитов и конгломератов. Общая мощность подсвиты от 600 до 850 *м*. В подсвите найдены: *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* Mat., *Juberticeras kawakitanum* Mat., *Anagaudryceras sacya* Forbes, *Inoceramus pressulus* Zon., *I. yabei* Nag. et Mat., *In.* cf. *nipponicus* Nag. et Mat. Возраст подсвиты сеноманский. В смежном к югу районе по р. Сусуе вблизи пос. Тепловодск в этих же слоях найдены: *Acanthoceras hippocostanum* Sow., *Marschalites japonicus* Mat., *Micasaites orbicularis* Mat.

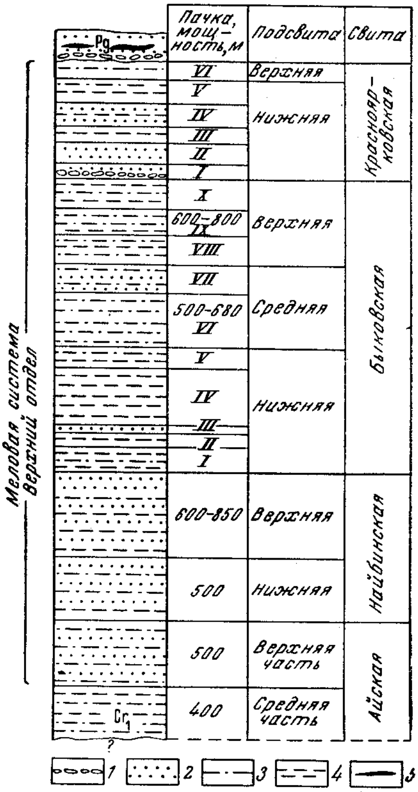


Рис. 9. Стратиграфический разрез меловых отложений в бассейне рр. Найбы и Ай (Быковский район)

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — уголь

Быковская свита слагает центральную часть долины, обнажаясь в береговых обрывах р. Найбы на всем участке пос. Быково и севернее, а также по правым притокам Найбы, по рекам Найденова, Красноярке, Нагорной и Сейму. Она также хорошо обнажается по р. Ай и в смежном районе по р. Сусуе. Свита состоит главным образом из характерных темно-серых, а во влажном состоянии почти черных аргиллитов и алевролитов, с обильными мергелистыми конкрециями, с тонкими прослоями песчаников и с несколькими мощными пластами песчаника (до 10—20 *м*), являющимися характерными маркирующими горизонтами. Мощность свиты от 1900 до 2700 *м*. Эта мощная толща в отличие от подстилающих и перекрывающих ее отложений характеризуется слабым сопротивлением размыву.

Быковская свита делится на три подсвиты. Нижняя подсвита согласно залегает на найбинской свите с постепенным переходом. Она слагается из пяти пачек общей мощностью около 1000 *м*.

http://jurassic.ru/

Пачка I мощностью 180 *м* состоит из аргиллитов и алевролитов, переслаивающихся между собой и с пластами песчаников. В этих слоях найдены: *Inoceramus gradilis* Perg., *I. tenuis* Mant., *I. pressulus* Zonova, *I. nipponicus* Nag. et Mat., *I. maximus* Zonova, *Hypophylloceras* sp., *Anagaudryceras sacya* Forbes, *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *Puzosia* sp., *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* Yabe, *Desmoceras kossmati* Mat.

Пачка II состоит из аргиллитов и алевролитов мощностью около 110 *м*. В ней найдены: *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* Yabe, *Anagaudryceras sacya* Forbes.

Пачка III состоит из песчаников и аргиллитов мощностью около 60 *м*.

Пачка IV состоит из аргиллитов и алевролитов мощностью около 450 *м*. В ней найдены: *Inoceramus gradilis* Perg., *I. hobetsensis* Nag. et Mat., *I. iburiensis* Nag. et Mat., *I. naibensis* Zonova, *I. lamarcki* Park. var. *capitatus* Zonova, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. striatum* Jimbo, *Hipophylloceras* sp., *Epigoniceras glabrum* Jimbo, *E.* cf. *epigonum* Kossmat, *Scaphites planus* Yabe, *Sc. puerqulus* Jimbo, *Otoscaphites jonecurai* Jimbo, *Scalarites venustum* Yabe, *Puzosia* (?) *ambigua* Mat., *Nautilus* sp., *Nucula* sp., *Hexacoralla* sp.

Пачка V состоит из алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников. Мощность ее до 180 *м*. В этой пачке найдены: *Inoceramus hobetsensis* Nag. et Mat., *I. lamarcki* Park. var. *capitatus* Zonova, *I. naibensis* Zonova, *Hypophylloceras* sp., *Epigoniceras glabrum* Jimbo, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. tenuiliratum* Yabe var. *frequense* Yabe, *Hauericeras pseudogardeni* Yabe, *Jimboiceras planulatiforme* Jimbo, *Nipponites mirabilis* Yabe.

Средняя подсвита мощностью от 500 до 680 *м* состоит из двух пачек (VI и VII). Пачка VI сложена алевролитами мощностью около 410 *м*. В ней найдены: *Inoceramus hobetsensis* Nag. et Mat., *I. naumanni* Yok., *I. teshioensis* Nag. et Mat., *I.* cf. *mihoensis* Mat., *Hypophylloceras ramosum* Meek, *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *frequense* Yabe, *G. tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *G. denseplicatum* Jimbo, *Epigoniceras epigonum* Kossmat, *Damaesites* sp. indet., *Scaphites planus* Yabe, *Sc.* ex gr. *ventricosus* Meek, *Nipponites mirabilis* Yabe, *Diplomoceras* sp., *Puzosia* sp., *Portlandia* aff. *cuneistriata* Ich. et Maeda, *Acila (Truncacila) hokkaidoana* Nagao, *Nanonavis sachalinensis* Schmidt, *Propeamussium cowperi* Waring var. *yübarensis* Yabe et Nagao, *Cuspidaria brevirostris* Nagao, *Jupiteria (Ezonuculana) mactraeformis* Nagao, *Dentalium* sp.

Пачка VII сложена алевролитами и песчаниками мощностью около 110 *м*. В ней найдены: *Inoceramus mihoensis* Mat., *I.* ex gr. *naumanni* Yok., *I. yokoyamai* Nag. et Mat., *I. teshioensis* Nag. et Mat., *Epigoniceras glabrum* Jimbo, *Damesites damesi* Jimbo, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. tenuiliratum* Yabe var. *frequence* Yabe, *Polyptychoceras* sp., *Nanonavis sachalinensis* Schmidt, *Nucula (Leonucula) formosa* Nagao, *L. azenotanensis* Ich. et Maeda, *Jupiteria (Ezonuculana) mactraeformis* Nagao, *Portlandia cuneistriata* Ich. et Maeda, *Propeamussium cowperi* Waring var. *yübarensis* Yabe et Nagao, *Lucina (Myrtea)* aff. *ezoensis* Nagao.

Верхняя подсвита общей мощностью около 600—800 *м* состоит из трех пачек: VIII, IX и X.

Пачка VIII сложена существенно алевролитами и аргиллитами с многочисленными остатками аммонитов, иноцерамов и пелеципод. Мощность пачки от 230 до 270 *м*. В ней найдены: *Inoceramus naumanni*

http://jurassic.ru/

Yok., *I. yokoyamai* Nag. et Mat., *I. teshioensis* Nag. et Mat., *Phyllopachyceras* sp., *Hypophylloceras ramosum* Meek, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. tenuiliratum* Yabe var. *frequens* Yabe, *G. tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Epigoniceras glabrum* Jimbo, *Damesites damesi* Jimbo, *Neopuzosia ishikawai* Jimbo, *Puzosia* sp. indet., *Eupachydiscus haradai* Jimbo, *Anapachydiscus sutneri* Yok., *Anapachydiscus naumanni* Yok., *Kossmaticeras* sp., *Polyptychoceras pseudogaultinum* Jimbo, *Subptychoceras yübarense* Yabe, *Nanonavis sachalinensis* Schmidt, *Nucula izumiensis* Ich. et Maeda, *Leonucula formosa* Nagao, *Leionucula azenotanensis* Ich. et Maeda, *Acila (Truncacila) hokkaidoensis* Nagao, *Jupiteria (Ezonucula) mactraeformis* Nagao, *Propeamussium cowperi* Waring var. *yubarensis* Yabe et Nagao.

Пачка IX состоит из алевролитов, аргиллитов и прослоев песчаника мощностью от 110 до 490 *м*. Количество прослоев песчаника вверх по разрезу возрастает. Фауна та же.

Пачка X состоит из аргиллитов и алевролитов мощностью до 290 *м*. Фауна многочисленна, но та же, что и в нижележащей пачке.

Краснояркoвская свита слагает широкую полосу распространения от пос. Загорск до устья р. Розы, притока р. Найбы. Она лучше обнажена по рекам Красноярке, Нагорной, Сейму и по р. Найбе. Свита залегает местами, видимо, с размывом на быковской свите, но на высоких ее горизонтах. Об этом можно судить по характеру базальной поверхности краснoярковской свиты и по конгломератам, лежащим в ее основании, хотя мощность конгломератов обычно не превышает 2—3 *м*. Красноярковская свита состоит из двух подсвит общей мощностью 800—900 *м*. Нижняя подсвита мощностью от 600 до 700 *м* делится на пять пачек, часть из которых, особенно первая пачка, являются прекрасными маркирующими горизонтами, прослеживающимися далеко за пределы рассматриваемого района.

Пачка I сложена песчаниками и алевролитами, а также туффитами, гравелитами и конгломератами. Песчаники крупнозернистые и грубозернистые, плотные, массивные, иногда с характерными шарообразными стяжениями и с обильным растительным детритом, а также линзами блестящего каменного угля. В песчаниках и алевролитах встречается много, иногда очень крупных, раковин иноцерамов, пателл и аммонитов. Мощность пачки колеблется в пределах 100 *м*. В пачке найдены: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. orientalis* Sok., *I. lobatus* Sok. (non Schlüter), *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek, *Phyllopachyceras* cf. *ezoense* Yok., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Saghalinites saghalinensis* Schimizu, *Canadoceras yokoyamai* Jimbo, *C. mysticum* Mat., *Menuites ryugasensis* Mat., *Pachydiscus* aff. *egertonium* Forbes, *Baculites* cf. *occidentalis* Meek, *Pseudoxybeloceras quadrinodosum* Jimbo, а также *Patella (Helcion) giganthea* Schmidt var. *nasuta* Schmidt, *P. (Helcion) giganthea* Schmidt var. *centralis* Schmidt, *P. (Helcion) giganthea* Schmidt var. *depressa* Schmidt, *Nanonavis sachalinensis* Schmidt, *N. sachalinensis* Schmidt subsp. *brevis* Ich. et Maeda, *Cucullaea striatella* Michael, *Nucula (Leionucula) formosa* Nagao, *Anomia subovalis* Nagao, *A. variata* Stol,. *A.* aff. *lineata* Gabb и остатки морских ежей.

Пачка II сложена песчаниками, обычно мелкозернистыми и тонкозернистыми, с прослоями туффитов, мощностью от 130 до 200 *м*. В песчаниках найдены: *Cymatoceras* sp., *Canadoceras* sp., *Lucina (Myrtea) ezoensis* Nagao, *Nanonavis sachalinensis* Schmidt.

http://jurassic.ru/

Пачка III сложена песчанистыми алевролитами мощностью от 80 до 160 *м*. В ней найдены: *Phyllopachyceras ezoensis* Yok., *Gaudryceras* aff. *tenuiliratum* Yabe, *Epigoniceras* sp., (*E.* cf. *cala* Forbes), *Diplomoceras* sp., *Neancyloceras pseudoarmatum* Schlüter, *Psedoxybeloceras quadrinodosum* Jimbo, *P. lineatum* Gabb, *Bacculites occidentalis* Meek, *Canadoceras compressus* Mat., *Lucina (Myrtea) ezoensis* Nagao. *canadoceras multicostum* Mats.

Пачка IV сложена песчаниками с прослоями алевролитов мощностью 110—180 *м*. В ней найдены: *Parallelodon* sp., *Pachydiscus* aff. *P.* (*Neodesmoceras*) sp., *Diplomoceras* sp., *Pseudoxybeloceras lineatum* Gabb, *Gaudryceras* sp.

Пачка V сложена аргиллитами и алевролитами. В верхней части присутствуют песчаные алевролиты и тонкозернистые песчаники. Мощность около 170 *м*. В этой пачке обнаружены: *Pachydiscus* cf. *neubergicus* Hauer, *P.* aff. *gollevillensis* Orb., *P. subcompressus* Mat., *Gaudryceras* sp., *Diplomoceras* sp., *Acila (Truncacila) hokkaidoana* Nagao, *Parallelodon* sp., *Linuparus* sp.

Верхняя подсвита краснояpковской свиты, получившая наименование синегорской, состоит из двух пачек общей мощностью около 190 *м*. Нижняя пачка сложена туффитами, туфами, алевролитами и песчаниками, верхняя песчанистыми алевролитами. В этой пачке Т. Г. Калишевич собрала остатки *Thyasira* sp., *Acila* sp., *Yoldia* sp., *Nuculana* sp., *Lucina* sp., *Modiolus* sp., *Psephea* sp., *Cyrena* sp., *Leionucula* sp. и *Portlandia* sp.

Согласно и с постепенным переходом на краснояpковской свите залегают угленосные отложения палеогенового возраста, известные под названием найбутинской серии.

Бассейн р. Сусуи и Холмское шоссе

В этом районе наблюдается полный разрез верхнемеловых отложений. Вблизи ст. Тепловодская из-под неогеновых отложений на поверхность выходят наиболее древние из меловых отложений, а вблизи г. Синегорска — самые молодые. Пограничные слои между мелом и палеогеном выходят к северо-западу от Синегорска. На протяжении 10—12 *км* вдоль р. Сусуи в ее обрывах и у бортов долины тянутся обнажения главным образом аргиллитов и алевролитов и в меньшей мере песчаников с многочисленными остатками аммонитов и иноцерамов позднемелового возраста. Такие же хорошие обнажения имеются и по притокам р. Сусуи, впадающим главным образом в нее справа, а также вдоль шоссейной и железной дорог, соединяющих Холмск и Южно-Сахалинск. Но по дороге Холмск — Южно-Сахалинск обнажаются только наиболее высокие стратиграфически слои верхнего мела, которые на востоке перекрыты неогеном, а на западе — палеогеном. В этом районе верхнемеловые отложения так же, как и в бассейне р. Найбы, делятся на свиты, последовательно снизу вверх: найбинскую, быковскую и краснояpковскую (рис. 10).

Найбинская свита слагает лишь небольшое поле вблизи ст. Тепловодская, в пределах которого выходят наиболее высокие части этой свиты, тогда как ее нижние части скрыты под чехлом неогена. Она образует здесь небольшую, но довольно крутую антиклинальную складку. В ядре складки выходят светло-серые песчаники, с пластами песчаных алевролитов и темно-серых алевролитов и аргиллитов, в которых содержатся многочисленные крупные известковые конкреции, часто с остат-

http://jurassic.ru/

ками раковин моллюсков: *Inoceramus* aff. *tenuis* Mant., *I. nipponicus* Nag. et Mat., *Juberticeras kawakitanum* Mat., *Mikasaites orbicularis* Mat., *Turrilites* cf. *costatus* Lam., *Acanthoceras hyppocostanum* Sow. Возраст этих слоев — поздний сеноман. Мощность обнажающейся части найбинской свиты около 200 *м*.

Быковская свита залегает согласно на найбинской. Она сложена главным образом темно-серыми алевролитами и аргиллитами с многочисленными известковыми конкрециями и с прослоями песчаников. Мощность свиты ориентировочно 1700—2000 *м*. В нижней части свиты найдены: *Inoceramus iburiensus* Nag. et Mat., *I. cf. hobetsensis* Nag. et Mat., *Nipponites* cf. *mirabilis* Yabe, *Puzosia* sp., *Kossmaticeras* sp., *Epigoniceras* cf. *epigonum* Kossmat, *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *G. tenuiliratum* Yabe var. *intermedia* Yabe, *G. tenuiliratum* Yabe var. *striatum* Yabe, *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek. В верхней части свиты найдены: *Hauericeras pseudogardeni* Yabe, *Damesites damesi* Jimbo, *Neopuzosia ishikawai* Jimbo, *Anapachydiscus nautmanni* Yok., *Eupachydiscus haradai* Jimbo, *Polyptychoceras pseudogaultinum* Jimbo, *P. obstrictum* Jimbo, *Texanites* sp., *Gaudryceras* spp., *Epigoniceras epigonum* Kossmat, *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek, *Inoceramus nautmanni* Yok. и др.

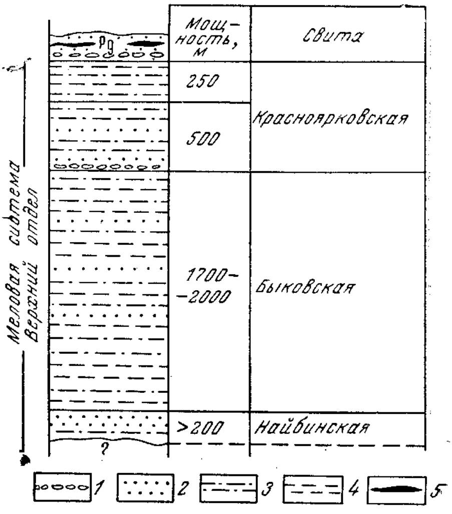


Рис. 10. Стратиграфический разрез меловых отложений в бассейне р. Сусуи и Холмского шоссе

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — уголь

Красноярковская свита в этом районе состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита в основании содержит пласт конгломерата, залегающий согласно на верхних слоях быковской свиты, возможно, с небольшим размывом. Выше конгломератов залегают мелкозернистые песчаники и песчаные алевролиты с многочисленными известковыми конкрециями, часто с остатками иноцерамов и аммонитов. Мощность нижней подсвиты около 500 *м*. В ее низах найдены: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *Anomia* sp., *Acila (Truncacila)* spp., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt var, *centralis* Schmidt и другие вариететы: var. *depressa* Schmidt, var. *nasuta Schmidt,* а также аммониты *Pachydiscus* sp., *Canadoceras* cf. *misticum* Mat., *Gaudryceras* sp.

Стратиграфически выше в этой же подсвите залегают грубозернистые песчаники, а затем темно-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты, в которых найдены: *Pachydiscus* aff. *gollevilensis* Orb., *P.* cf. *neubergicus* Hauer, *Inoceramus* aff. *balticus* Boehm. и др.

Верхняя, или синегорская, подсвита (синегорские слои) состоит из темно-серых алевролитов и аргиллитов, в меньшей степени из мелкозернистых песчаников. Ее мощность около 250 *м*. В этих слоях не обнаружено ни аммонитов, ни иноцерамов, но найдены многочисленные остатки рыб (чешуя, позвонки), *Nucula* sp., *Thyasira* sp., гастроподы. В верхней части подсвиты увеличивается количество грубозернистых песчаников, а затем постепенно и согласно, без перерыва, на ней залегает угленосная толща палеогена — найбутинская серия.

http://jurassic.ru/

Полуостров Крильон

Та же толща верхнемеловых отложений, которая распространена в бассейне рек Сусуи и Владимировки, вдоль дороги, соединяющей Холмск и Южно-Сахалинск, простирается и далее на юг примерно на 15—20 *км*, но площадь ее распространения сужается и затем верхнемеловые отложения полностью скрываются под чехлом неогеновых и отчасти палеогеновых отложений. И лишь далее через 30—35 *км* на поверхности из-под покрова кайнозойских осадочных отложений на п-ове Крильон вновь на поверхность выходят верхнемеловые отложения. Здесь они образуют неправильную по форме площадь выхода шириной до 25 *км* и длиной до 70 *км*. На этой площади, являющейся самой южной в пределах Главного мелового поля Сахалина, на поверхность выходит главным образом краснояpковская свита, а в ядрах нескольких пологих антиклинальных структур обнажаются и более древние отложения — верхи быковской свиты. Разрез этих образований хорошо обнажен по речке Ульяновке и ее притокам, а также по рекам Куре, Могучи и отчасти по Урюму. Хороший разрез наблюдается также по Горбуше.

Быковская свита, вернее ее верхняя часть, хорошо вскрывается в береговых обнажениях по р. Ульяновке и ее притоку р. Ветвистой. Здесь распространена толща алевролитов и аргиллитов характерного темно-серого цвета с многочисленными конкрециями. Мощность обнажающейся части быковской свиты около 300 *м*. В этих слоях обнаружены многочисленные остатки *Anapachydiscus nautanni* Yok., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe и др. По р. Горбуше в таких же алевролитах видимой мощностью около 600 *м* найдены: *Eupachydiscus haradai* Jimbo, *Neopuzosia ishikawai* Jimbo, *Epigoniceras* sp., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *Inoceramus nautanni* Yok., *In.* aff. *japonicus* Saito.

Краснояpковская свита по р. Горбуше начинается пачкой конгломератов, согласно залегающей на быковской свите. Выше залегают алевролиты с пластами песчаника мощностью около 315 *м*. В низах этих песчаников найдены: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., несколько выше стратиграфически — *Baculites ocidentalis* Meek, *B. sachalinensis* Shimizu, а вверху — *Canadoceras* aff. *compressum* Mat.

По р. Тавде в средней части краснояpковской свиты в темно-серых песчанистых алевролитах с крупными известковистыми конкрециями найдены: *Phyllopachyceras ezoensis* Yok., *Hypophylloceras* aff. *ramosum* Meek, *Neancyloceras* aff. *pseudoarmatum* Schlüter, *Menuites* aff. *menu* Forbes и др.

По р. Ульяновке и ее притоку р. Ветвистой выше быковской свиты залегает краснояpковская свита с *Inoceramus schmidti* Mich., *In. sachalinensis* Sok. и др. Эта часть свиты сложена алевролитами и аргиллитами.

Стратиграфически более высокая часть краснояpковской свиты сложена песчаниками с прослоями конгломератов мощностью до 400 *м*. В этих песчаниках найдены остатки *Canadoceras* cf. *newberryanum* Meek и *Inoceramus balticus* Boëhm. и брахиопод. Наконец, выше залегают палеогеновые конгломераты и песчаники.

Выше мы рассмотрели меловые отложения бассейна р. Найбы и районов, расположенных к югу от нее в пределах Главного мелового поля. Теперь же перейдем к описанию этих отложений, распространенных севернее р. Найбы.

http://jurassic.ru/

Побережье залива Терпения между реками Ай и Пугачевкой и Лесной

От р. Найбы до р. Ай и далее на север до р. Пугачевки вдоль западного побережья залива Терпения протягивается непрерывная полоса распространения верхнемеловых отложений. Как и в Найбинском районе, эти отложения представлены верхней частью айской свиты, найбинской, быковской и красноярковской свитами. Причем в ряде мест побережья айская, найбинская и часть быковской свиты на поверхность не выходят будучи перекрыты неогеновыми отложениями, которые протягиваются узкой полоской вдоль западного берега залива Терпения. В районе же пос. Арсентьевка, по р. Мануи и ее притокам на поверхность не выходит и верхняя часть красноярковской свиты, так как она скрыта под палеогеновой краснопольевской свитой, залегающей на ней с размывом. В других местах, в верховьях рек Ай, Фирсовки, Лещанки, Дудинки, Баклановки, красноярковская свита согласно перекрывается нижними слоями палеогеновой найбутинской серии.

Вся толща меловых отложений залегает моноклинально с падением на запад под углом 30—60°, лишь местами наблюдаются небольшие дополнительные складки и разрывы. Здесь мы не рассматриваем айскую свиту, так как она описана раньше при характеристике бассейна рек Найбы и Ай. *Найбинская свита* в рассматриваемом районе, севернее р. Ай, вскрывается не полностью. По рекам Лещанке и Дудинке обнажается лишь верхняя часть найбинской свиты, существенно состоящая из песчаников с прослоями углистых алевролитов общей мощностью в несколько сот метров. Эти же слои, по-видимому, выходят и вблизи берега залива к северу от Пугачево, где в алевролитах найдены остатки *Anagaudryceras* cf. *sacya* Forbes.

Быковская свита сложена, как и в более южных районах, главным образом темно-серыми алевролитами и аргиллитами с пластами песчаников и с многочисленными конкрециями мергеля. Ее мощность точно не установлена, но несомненно превышает 1000 *м*. В нижних слоях свиты по рекам Баклановке и Дудинке обнаружены остатки крупных иноцерамов *Inoceramus iburiensis* Nag. et Mat. В более высоких горизонтах свиты найден характерный комплекс фауны верхней части быковской свиты: *Inoceramus naumanni* Yok., *Polyptychoceras* sp., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Epigoniceras* sp. и др.

Красноярковская свита в пределах рассматриваемого района мало изменяется. Она также состоит из песчаников и алевролитов и обычно содержит многочисленные остатки иноцерамов и аммонитов и в том числе столь характерных для нее *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *Patella* (Helcion) *gigantea* Schmidt, *Pachydiscus* sp., *Canadoceras* sp. и др.

Особый комплекс фауны в средней части красноярковской свиты обнаружен в обнажениях по р. Мануи у устья р. Комогорки. В слоях, примерно соответствующих по стратиграфическому уровню верхам нижней подсвиты Найбинского района, обнаружены многочисленные остатки почти гладких *Pachydiscidae,* крупных параллелодонов и гастропод. Из пахидисцид здесь встречается *Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus* (Saito).

В нижележащих слоях красноярковской свиты теперь обнаружены и здесь слои с *Inoceramus schmidti* Mich. и вообще радиально-ребристые иноцерамы. Это обстоятельство позволяет достаточно точно сопоставить разрез свиты, установленный по р. Мануи, с разрезами в других местах, как севернее, так и южнее.

http://jurassic.ru/

Как показали наблюдения В. П. Мытарева и А. С. Шуваева, в верховье р. Фирсовки и на водоразделе ее с р. Найбой, по р. Суворовке, впадающей в р. Найбу, нижняя подсвита краснояpковской свиты сложены серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. В низах этой толщи песчаников обнаружены многочисленные остатки радиально-ребристых иноцерамов: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. orientalis* Sok., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt. и др. Верхняя подсвита (синегорская) сложена алевролитами и песчаниками. Ее мощность около 250 *м* и менее. Выше согласно, но с размывом на верхней подсвите залегает пласт мощностью около 40 *м* валунно-галечных конгломератов, являющихся аналогами низов палеогеновой найбутинской серии или, возможно, аналогом каменской (конгломератной) свиты.

К северу от р. Мануи, начиная от р. Пугачевки, Главное меловое поле несколько расширяется. Хотя отграничивающие его от залива Терпения неогеновые отложения распространяются и на этом участке, но выходы на поверхность наиболее высоких слоев краснояpковской свиты значительно сдвигаются в западном направлении и линия выхода на поверхность границы меловых и палеогеновых отложений проходит почти строго по водораздельной линии Западно-Сахалинских гор. Расширение мелового поля здесь обусловлено усложнением складчатости. Если южнее наблюдалось только моноклинальное залегание меловых отложений, то в этом районе они образуют дополнительную широкую синклинальную складку.

Впервые важные данные о меловых отложениях этого района были доставлены в 1948 г. К. П. Евсеевым. В 1958 г. большой материал был собран А. А. Трепалиной и А. С. Шуваевым.

В пределах рассматриваемого района распространены только две верхние свиты: быковская и краснояpковская. Возможно, в самой крайней части поля, вблизи полосы распространения неогеновых отложений, выходят местами и верхние слои найбинской свиты. Быковская свита сложена главным образом темно-серыми алевролитами, в средней части включающими сравнительно мощные пачки плотных крупнозернистых песчаников. А. С. Шуваев и Ю. Н. Тарасевич, считают, что мощность быковской свиты 6000 *м* и более. Нам же представляется, что эта цифра слишком завышена вследствие имеющих место здесь тектонических нарушений, дополнительных складок и разрывов, вызвавших неоднократное повторение в разрезе одних и тех же пачек.

В породах быковской свиты и особенно в многочисленных известковистых конкрециях собраны остатки аммонитов, иноцерамов, других двустворок и гастропод. Из них наибольшее значение для определения возраста имеют: *Inoceramus iburiensis* Nag. et Mat., *I.* cf. *hobetsensis* Nag. et Mat., *I. naumanni* Yok., *Jimboiceras planulatiforme* Jimbo, *Nipponites mirabilis* Yabe, *Fagesia* sp., *Damesites damesi* Jimbo, *Yokoyamaoceras kotoi* Jimbo, *Neopuzosia ishikawai* Jimbo, *Mezopuzosia* cf. *pacifica* Kossmat, многочисленные *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *G. denseplicatum* Jimbo, *Epigoniceras epigonum* Kosmat, *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek и др. В верхней части свиты также встречены: *Polyptychoceras* cf. *obstrictum* Jimbo, *Anapachydiscus naumanni* Yok., *Eupachydiscus* sp. и др.

Краснояpковская свита в этом районе состоит из двух подсвит общей мощностью 1100—1600 *м*. Нижняя подсвита сложена светло-серыми, обычно крупнозернистыми или даже грубозернистыми песчаниками с включениями мелкой гальки, с прослоями и пластами туффитов и конгломератов, а также тонкозернистых песчаников и алевролитов. Ориен-

http://jurassic.ru/

тировочно мощность ее 900—1300 *м*. В низах этой части краснoярковской свиты обнаружены многочисленные остатки *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I.* aff. *orientalis* Sok., *I.* cf. *patootensis* Ior., *I. balticus* Böehm., *Canadoceras* sp., *Pachydiscus* sp., *Eupachydiscus* sp., *Saghalinites* sp., *Baculites* sp., *Anomya* sp. *Patella* (Helcion) *gigantea* Schmidt var. *centralis* Schmidt, *P. (Helcion) gigantea* Schmidt var. *depressa* Schmidt.

Верхняя подсвита мощностью 350 *м* сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, иногда тонко чередующимися с многочисленными остатками *Parallelodon* sp., *Acila* sp., одиночными кораллами и брахиоподами.

Стратиграфически выше залегает палеогеновая найбутинская серия с базальными конгломератами в основании, которые лежат согласно на верхних слоях красноярковской свиты, местами, очевидно, с неглубоким размывом.

Палеогеновые отложения к западу от поля меловых отложений образуют крупную пологую синклиналь, затем в среднем течении р. Красногорки — дополнительную антиклиналь. В ядре антиклинали по р. Красногорке, вблизи пос. Лопатино, в настоящее время пробурена глубокая скважина. Верхние 580 *м* слагаются угленосной найбутинской серией, ниже (от 580 до 2370 *м*) залегают верхнемеловые отложения, состоящие из пачек песчаников, аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть этих отложений рассматривается как аналог низов красноярковской свиты, а нижняя часть — как быковская свита. Самые верхние слои красноярковской свиты скважиной, видимо, не вскрываются либо вследствие тектонического нарушения, либо вследствие размыва. Данные по этой скважине свидетельствуют о распространении верхнего мела далеко к западу от Главного мелового поля, под палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Район между реками Лесной и Гастелловкой

К северу от р. Лесной и пос. Макарово до р. Гастелловки поле меловых отложений сохраняет свои размеры по ширине, хотя на поверхности здесь распространены лишь самые верхние толщи мела, главным образом красноярковская свита и самые верхние горизонты быковской свиты. Все более древние отложения скрыты под чехлом неогеновых отложений. Красноярковская свита образует довольно сложную структуру с двумя антиклиналями и тремя синклиналями, причем нижние слои свиты с характерной фауной радиально-ребристых иноцерамов, как это впервые установлено К. П. Евсеевым, выходят на поверхность не только на западе вблизи с границей мела и палеогена, но и на востоке вблизи границы с неогеновыми отложениями (притоки р. Макаровой и др.).

Наиболее важные сведения о меловых отложениях этого района были собраны в 1948 г. К. П. Евсеевым. Затем они были дополнены А. А. Капицей, В. Н. Верещагиным, Ю. С. Мавринским и в последнее время существенные данные получены В. П. Мытаревым.

Быковская свита точнее ее верхняя часть, хорошо представлена в обнажениях по р. Ялу, впадающей в р. Нитуй, где она выходит в ядре антиклинальной складки. Она сложена характерными темно-серыми алевролитами и аргиллитами с многочисленными крупными известковыми конкрециями. В конкрециях или просто в аргиллитах и алевролитах встречены многочисленные остатки *Anapachydiscus nautmanni* Yok., *Epigoniceras* sp., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe,

http://jurassic.ru/

Polyptychoceras cf. *pseudogaultinum* Jimbo, *Acila* sp. и др. Мощность верхней видимой части быковской свиты около 400 *м*.

Несколько более высокая стратиграфически часть свиты обнажается в районе рек Гастелловки, Восковой, Хлыст, а также по р. Леонидовке и ее притокам рекам Рамбле и Ульяновке. Здесь ниже красноярковской свиты залегает угленосная толща, а еще ниже — толща морских песчаников. Первая, видимо, является фациальным аналогом самых верхов верхней подсвиты быковской свиты, а вторая — аналогом ее нижних частей и верхней части средней подсвиты. Последняя состоит из толщи массивных светло-серых песчаников, в которых найдены остатки *Inoceramus uwajimensis* Jehara var. *jeharai* Nag. et Mat. Мощность подсвиты в этом районе определяется ориентировочно в несколько сот метров. В направлении на север мощность этой толщи резко возрастает и, таким образом, она приобретает характер самостоятельного хорошо прослеживающегося на большое расстояние стратиграфического подразделения, которому уже давно присвоено название верблюжегорской свиты. Вышележащая угленосная толща состоит из аргиллитов, алевролитов и загрязненных золой двух или трех пластов каменного угля. Точно так же, как и рассмотренная выше толща песчаников, угленосная толща хорошо прослеживается на север, где она получила название жонкьерской угленосной свиты. На юг и запад угленосная толща, вероятно, фациально замещается верхней подсвитой быковской свиты, представленной алевролитами морского происхождения. В бассейне р. Гастелловки выше угленосной толщи залегает красноярковская свита.

Красноярковская свита по составу делится на две части. Нижняя часть состоит из алевролитов и песчаников мощностью до 500 *м*. В ее нижней части в отдельных местах залегают конгломераты мощностью до 10—35 *м*. В конгломератах, а также в песчаниках найдены многочисленные остатки *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. orientalis* Sok., *Anomya* spp., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt. Стратиграфически выше найдены остатки крупных *Canadoceras malticostatum* Mat.

Таким образом, эта часть красноярковской свиты соответствует нижней подсвите в бассейне р. Найбы. Верхняя часть свиты мощностью до 500 *м* сложена туфогенными песчаниками среднезернистыми, а иногда и крупнозернистыми. Она является аналогом верхней (синегорской) подсвиты красноярковской свиты, получившей в данном районе и севернее собственное название — бошняковской подсвиты. Еще выше стратиграфически на этих отложениях залегает палеогеновая каменская (конгломератная) свита.

Междуречье Гастелловка — Агнево

К северу от р. Гастелловки поле распространения меловых отложений продолжается непрерывно вдоль Западно-Сахалинских гор. С запада оно окаймляется полосой распространения палеогеновых, а с востока неогеновых отложений. Меловые отложения, хотя и образуют сравнительно сложную складчатую структуру, но сохраняют общее погружение с востока на запад. Вследствие этого вдоль восточной окраины поля распространены наиболее древние, а вдоль западной — наиболее молодые из меловых отложений, которые здесь перекрываются палеогеновыми отложениями каменской свиты. Структура мелового поля в пределах рассматриваемого района довольно сложная. Крупные синклинали и антиклинали, образованные меловыми отложениями, установлены по р. Леонидовке, в верховьях рек Черноморки,

http://jurassic.ru/

Августовки и Орловки, а также в Широкой пади. Во многих местах меловые отложения рассечены крупными продольными по отношению к осям складок разломами. Расшифровка сложной структуры стала возможной лишь благодаря прослеживанию по простиранию отдельных маркирующих горизонтов и целых свит. Одной из таких свит является верблюжегорская. В изучении меловых отложений и расшифровке их структуры особое значение имеют исследования В. П. Феликса (1960). Материалы по стратиграфии меловых отложений были собраны Т. Матсумото, С. Ойси (1938 г.), а в последующем Е. М. Смеховым, К. П. Евсеевым, А. А. Капицей, В. Н. Верещагиным, Ю. Г. Миролюбовым, Г. Л. Эйхгорном, Т. Д. Зоновой, Ю. М. Ковтуновичем, И. А. Тепловым, А. А. Трепалиной, А. С. Шуваевым, В. П. Мытаревым, Л. М. Саяпиной, Ю. С. Мавринским.

В 1958 г. разрез меловых отложений был последовательно изучен снизу вверх и собрана большая коллекция фауны, позднее дополненная другими исследователями и изученная. Толща меловых отложений последовательно может быть расчленена на следующие крупные стратиграфические подразделения — свиты (снизу вверх): побединскую, тымовскую, верблюжегорскую, жонкьерскую и красноярковскую.

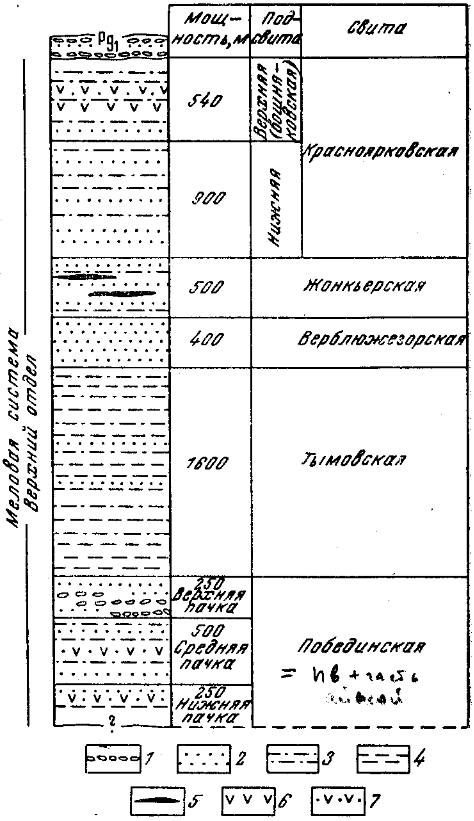


Рис. 11. Стратиграфический разрез меловых отложений в районе между р. Гастелловка и верховьями р. Агнево

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — уголь; 6 — туфы; 7 — туффиты

Анализ собранной фауны позволяет провести достаточно точную корреляцию этих стратиграфических подразделений с подразделениями более южных районов. Побединская свита соответствует найбинской и отчасти айской свите, тымовская — нижней подсвите быковской свиты, верблюжегорская — средней подсвите быковской свиты, а жонкьерская — верхней подсвите той же свиты (рис. 11).

Побединская свита распространена от р. Леонидовки до верховьев р. Агнево. Это название для наиболее древних из меловых отложений, известных в рассматриваемом районе, было предложено в 1956 г. Л. М. Саяпиной и М. П. Павленко. Хотя сейчас еще недостаточно ясно, существенно ли побединская свита отличается от найбинской свиты в фациальном отношении, но возможно, что она охватывает не только всю найбинскую, но и значительную часть айской свиты.

Неполный разрез побединской свиты устанавливается по р. Б. Орловке, где нижняя часть этой свиты скрыта под неогеновыми отложениями. В этом районе свита состоит из трех пачек. Нижняя пачка свиты мощностью около 250 *м* сложена массивными светло-серыми среднезернистыми песчаниками. В пачке песчаников встречены редкие

http://jurassic.ru/

пласты и линзы алевролитов и пласты тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. В верхах пачки песчаники обогащаются перемытым вулканогенным материалом. Цвет их становится зеленовато-серым, и на поверхности появляются пятна темно-зеленовато-серого цвета, почему эти песчаники часто называются узорчатыми.

Средняя пачка мощностью около 500 *м* сложена тонкопереслаивающимися темно-серыми плитчатыми алевролитами и серыми кварцитовидными песчаниками. Мощность прослоев 10—15 *см*. В этой пачке встречаются также тонкие прослои (2—3 *см*) грубозернистых туфогенных песчаников.

Верхняя пачка мощностью около 250 *м* сложена слоистыми светло-серыми среднезернистыми песчаниками, местами с растительным детритом, иногда очень обильным, так что образуются углистые прослойки и также с пластами и линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и сравнительно мощными пластами алевролитов.

В нижней части пачки содержится пласт конгломерата мощностью до 5 *м* с остатками *Turrilites* cf. *costatus* Lam. Выше конгломерата в переслаивающихся песчаниках и алевролитах найдены остатки *Inoceramus* cf. *nipponicus* Nag. et Mat. В верхней части пачки на алевролитах с карманообразными углублениями залегает второй пласт конгломерата мощностью около 10 *м*. Галька этого конгломерата обычно не превышает 2—3 *см* в диаметре, но встречаются также и валуны диаметром до 40 *см*. Валуны и гальки состоят из карбонатного вещества и напоминают конкреционные образования. В одном из таких валунов найдены неопределимые остатки иноцерамов и аммонитов.

Пласты конгломератов выдерживаются на большом расстоянии и встречены также к северу от р. Б. Орловки по р. Побединке, а также и к югу по рекам М. Орловке и Буюклинке. Общая мощность видимой части побединской свиты по р. Б. Орловке около 1000 *м*. Но в смежных районах, судя по обнажениям по рекам Матросовке и Буюклинке, она значительно больше. По р. Онор в составе свиты присутствуют также мощные пачки андезитовых порфиритов и их туфов. Наиболее высокие слои побединской свиты обнажаются у устья ручья Стоячего, впадающего справа в р. Б. Орловку.

Тымовская свита залегает согласно и с постепенным переходом на верхних слоях побединской свиты. Это хорошо видно как у устья ключа Стоячего, так и в других местах, например в бассейне рек Ельни, Буюклинки и Матросовки. Распространена свита весьма широко. Она протягивается вдоль Камышевого хребта от р. Леонидовки на юге до р. Хандасы на севере. Свита сложена главным образом темно-серыми, почти черными, алевролитами и аргиллитами, с скорлуповатой отдельностью, иногда с текстурой cone in cone и многочисленными известковыми конкрециями. К северу от Б. Орловки алевролиты становятся более плотными и монолитными, приобретая голубовато-серую окраску. Подчиненное значение в свите имеют отдельные пласты песчаников мощностью в 3—10 *м*. Мощность тымовской свиты в пределах рассматриваемого участка до 1600 *м*. Органические остатки в свите хотя и встречаются, но значительно реже, чем это наблюдалось в более южных районах в ее аналогах — в нижней подсвите быковской свиты. По р. Б. Орловке в тымовской свите найдены: *Inoceramus iburiensis* Nag. et Mat., *Patella* sp., *Puzosia* sp. По ключу Папоротникову найдены *Inoceramus* cf. *tychlajawajamensis* Ver., а по р. Буюклинке *Gaudryceras* sp. и *Acila* sp.

Очень важный для определения возраста комплекс органических остатков в тымовской свите найден по р. Онорке, особенно в верховьях ключа Сонькина, впадающего справа в Онорку выше пос. Лесное.

http://jurassic.ru/

Здесь обнаружены остатки *Nipponites mirabilis* Yabe, *Scaphites* sp., *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *Puzosia* sp., *Polyptychoceras* sp., *Hypophylloceras* cf. *subramosum* Shimizu и др. По р. Онорке выше устья ключа Сонькина найдены остатки *Apiotrigonia minor* Yabe et Nagao и *Inoceramus iburiensis* Nag. et Mat.

Верблюжегорская свита залегает согласно на тымовской свите. Она состоит из характерных светло-серых, очень плотных грубозернистых, иногда гравелитистых, крупнозернистых и среднезернистых песчаников. В песчаниках часто включены остатки растений и неокатанные обломки темно-серых алевролитов. В качестве обильной примеси в состав песчаников входят зерна разложенных эффузивов среднего состава и в меньшем количестве зерна кремнистых пород, филлитов или слюдистых сланцев, а также зерна сфена и граната. Цемент пленочный и выполнения пор, гидрослюдистый. Для пород нижней части верблюжегорской свиты, особенно в районе р. Б. Орловки, характерно присутствие отчетливо выраженных знаков ряби и волнения. В средней части свиты на р. Б. Орловке в песчаниках обнаружены многочисленные остатки *Inoceramus uwajimensis* Jehara, *Apiotrigonia minor* Yabe et Nagao и др. Несколько выше этих слоев залегает пласт конгломерата мощностью 1—2 *м*, в котором найдены эти же иноцерамы. Причем конгломераты от р. Б. Орловки протягиваются на север до ключей Озеркового и Медвежьего. В самой верхней части свиты найдены многочисленные *Inoceramus uwajimensis* Jehara var. *jeharai* Nag. et Mat., *I. uwajimensis Jehara* var. *leonidovkensis* Zonova, *I. uwajimensis* Jehara var. *medwejiensis* Zonova, *I. kryshtofovichii* Zonova, *I. tolmatchevii* Zonova, *I. subgeinitzianus* Zonova.

Мощность свиты изменяется в больших пределах, но в районе р. Б. Орловки она около 400 *м*, хотя южнее, возможно, достигает и 1000 *м*.

Жонкьерская свита в рассматриваемом районе распространена очень широко, но изучена плохо. Она состоит, по-видимому, из трех мощных пачек, некоторые из которых имеют мощность до нескольких сотен метров. Соотношения между пачками еще не выяснены. Выше верблюжегорской свиты залегает маломощная пачка алевролитов и песчаников с прослоями каменного угля, которая обнажается по р. Б. Орловке к востоку от пос. Ками-Китон. Мощность этой пачки, очевидно, менее 100 *м*. Следующая пачка, залегает стратиграфически выше. Она сложена темно-серыми алевролитами и аргиллитами с многочисленными известковыми конкрециями. В них обнаружены остатки *Anapachydiscus naumanni* Yok., *Eupachydiscus haradai* Jimbo, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, многочисленные *Acila* sp., *Patella (Anysomion)* sp. и др. В средней части этой пачки найдены также прослои с *Ostrea* sp. Эта пачка слоев очень сходна по комплексу встречаемых в ней органических остатков с верхней подсвитой быковской свиты Найбинского района.

Стратиграфически выше залегает довольно мощная пачка осадков прибрежно-морского и наземного происхождения. Лучше всего эта пачка слоев представлена в обнажениях по р. Августовке от устья ключа Огонь до устья р. Каменушки. Она состоит из плотных светло-серых песчаников, иногда залегающих в виде мощных пластов (до 10—20 *м*), либо чередующихся с алевролитами и содержащих пласты выветрелого каменного угля мощностью до 1 *м*. В ней также встречены остатки устриц, гастропод и растений, но окаменелостей, достаточно точно указывающих на возраст этих слоев, не обнаружено.

Краснояркoвская свита в этом районе, так же как и в других, занимает стратиграфически самое высокое положение в разрезе меловых

http://jurassic.ru/

отложений. Хороший разрез краснояровской свиты наблюдается в низовьях р. Августовки, примерно в 7—10 *км* выше ее устья. Не менее хорошие, но менее изученные разрезы этих отложений известны также по рекам Снежинке, Черноморке, Белкиной и в районе Широкой пади. Краснояровская свита, судя по вскрывающейся ее части по р. Августовке, отчетливо делится на две части. Нижняя часть состоит из песчаников и алевролитов явно морского происхождения, а верхняя — из толщи переслаивания морских и континентальных осадков. Нижняя часть по комплексу обнаруженной в ней фауны хорошо сопоставляется с нижней подсвитой краснояровской свиты, а верхняя часть соответствует ее верхней подсвите. В этом районе она получила название бошняковской подсвиты, а в более южных районах — синегорской.

Нижняя подсвита краснояровской свиты общей мощностью около 950 *м* начинается весьма характерной пачкой узорчатых песчаников, которые обнажаются вблизи устья р. Чеховки. Эти песчаники представлены серыми и темно-зеленовато-серыми крупнозернистыми туфогенными породами, с характерными сгустками темного цвета, очевидно, пеплового вулканогенного материала. Именно эти сгустки и определяют характерный узорчатый вид песчаников. Мощность песчаников около 500 *м*. В нижней их части найдены остатки *Inoceramus nagaoi* Zonova, а в средней и верхней многочисленные остатки крупных иноцерамов и пателл: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. orientalis* Sok., *Trigonia* sp., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt var. *centralis* Schmidt, *P. (Helcion) gigantea* Schmidt var. *depressa* Schmidt, *Pachydiscus* sp., морские ежи. Несколько выше по разрезу залегают песчаники, чередующиеся с алевролитами, содержащие остатки *Canadoceras* cf. *misticum* Mat., *Pachydiscus* sp. и *Echinocorys* sp.; мощность около 400 *м*.

Верхняя, или бошняковская, подсвита, по данным З. П. Потаповой, состоит из следующих пачек. Нижняя пачка мощностью около 180 *м* состоит из туффитов, переслаивающихся с туфами преимущественно среднего и редко кислого состава. Выше залегает пачка мощностью 270 *м* полимиктовых песчаников и желто-серых алевролитов с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и пуддингов с двумя пластами туфов андезитового состава.

В породах бошняковской подсвиты А. А. Капица, З. П. Потапова, В. А. Вахрамеев, М. О. Борсук и др. собрали многочисленные остатки растений: *Nilssonia sachalinensis* Krysht. et Baik., *N. serotina* Heer, *N.* sp. cf. *N. yukonensis* Hollick, *Sequoia Reichenbachii* Heer, *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Araucaria longifolia* (Lesq.) Dorf., *Osmunda oppositifolia* Baik., *Cladophlebis arctica* Heer, *Cl. frigida* (Heer) Sew., *Gleichenia Zippei* (Corda) Heer, *Asplenium ainorum* Baik., *Pteris* sp., *Dennstaedtia tschuktschorum* Krysht., *Phragmites alaskana* Heer, *Aralia tichonovichii* Krysht., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Menispermites septentrionalis* Holl., *Ziziphus serrulata* Ward, *Z.* sp. cf. *Z. matulina* Krysht., *Platanus* sp. cf. *Pl. septentrionalis* Holl., *Celastrophyllum newberryanum* Holl., *Viburnum anadyrensis* Krysht., *V. berengianum* Krysht., *Magnolia* sp., *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Ulmus* cf. *oblongifolia* Holl.

Стратиграфически выше залегает пачка мощностью 360 *м*, состоящая из среднезернистых вулканогенных песчаников и туфов андезитового состава, с редкими прослоями пуддингов, углей и углистых аргиллитов. В середине этой пачки залегают туффиты и туфы среднего состава и в меньшей мере туфы кислого состава. В них также найдены

http://jurassic.ru/

многочисленные остатки растений. Выше этих отложений залегает согласно, но, возможно, с размывом, каменская, или конгломератная, свита палеогена.

Побережье Сахалина между р. Агнево и мысом Хоэ

Этот район является самым северным районом Главного мелового поля Сахалина. В его пределы входят и окрестности г. Александровска, где впервые были изучены меловые отложения Ф. Б. Шмидтом. В дальнейшем А. Н. Криштофович тщательно изучил разрез меловых отложений и разработал шкалу стратиграфии верхнего мела вообще для всего северо-запада Тихоокеанской биогеографической области. Позднее существенный вклад в изучение мела этого района внесли Б. М. Штемпель, В. В. Медведев, А. А. Капица и многие другие. Несмотря на длительное изучение, пока еще много вопросов остались неизученными и в этом районе. Наименее выяснена стратиграфия нижней части верхнемеловых отложений, которая в свое время получила наименование гиляцкой серии. В настоящее время здесь выделяются (снизу вверх): условно аналоги найбинской свиты, тымовская, арковская, жонкьерская и красноярковская свиты.

К наиболее древним из верхнемеловых отложений относят толщу, обнажающуюся в бассейне рек Рождественки, Ноями и в ключе Самохинском, впадающем справа в р. Арково. Эта толща несколько напоминает по составу побединскую свиту, особенно района р. Б. Орловки. Видимая ее мощность около 1500 *м*. Она состоит из темно-серых кремнистых аргиллитов, а внизу также и из песчаников и гравелитов, обломки которых представлены главным образом песчаниками. Перекрывается эта толща туффитами и туфогенными песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов и содержит *Anagaudryceras sacya* Forbes, *Turrilites* sp. indet., иноцерамы и др. Видимая мощность этой части разреза около 800 *м*. Вероятно, и эти слои относятся к побединской свите.

Тымовская свита слагает два разрозненных поля, обнажаясь в крыльях крупной синклинали. Западное крыло пересекается вкрест простирания реками Тымовской, Демкина и др. в их нижнем и среднем течениях. Восточное крыло протягивается вдоль Камышевого хребта до долины р. Арково и далее уходит на север до мыса Бошняк.

Отложения, обнажающиеся по р. Тымовской, являются стратотипом тымовской свиты, который выбран при выделении этого стратиграфического подразделения *. Свита характеризуется глинистым составом пород и представляет собой чередование темно-серых алевролитов и аргиллитов с пачками мелкозернистых песчаников. Мощность свиты около 1000 *м*. В породах свиты встречаются обломки раковин иноцерамов, а иногда и целые раковины. Ю. Г. Миролюбовым в этой свите по р. Демкина (в ее низовьях) обнаружены остатки *Inoceramus iburiensis* Nag. et Mat. Таким образом, эти отложения коррелируются с нижней подсвитой быковской свиты Найбинского района. В восточном крыле синклинали тымовская свита лучше обнажена к северу от Арково. У устья р. Хоэ она состоит из алевролитов, иногда чередующихся с песчаниками. Видимая мощность свиты в этом районе около 600 *м*. В основании свиты залегает горизонт сильно ожелезненных конгломератов. По р. Ноями в них найдены *Actaeonella* sp.

---

* Тымовская свита выделена в 1938 г. А. А. Капицей, Л. М. Саяпиной и Б. М. Штемпелем.

http://jurassic.ru/

Арковская свита залегает на тымовской согласно и с постепенным переходом. Нижние слои свиты протягиваются вдоль побережья Татарского пролива от мыса Хоэ до мыса Бошняк, а также по р. Хоэ. Здесь на протяжении почти 13 *км* в цоколе 30-метровой террасы на берегу Татарского пролива обнажается собранная в пологие складки толща алевролитов, переслаивающихся с песчаниками, выше по разрезу состоящая главным образом из песчаников. Вблизи мыса Хоэ в этой пачке слоев найдены: *Apiotrigonia minor* Yabe et Nagao, *Qudratotrigonia* sp. indet., *Pterotrigonia pocilliformis* Yok. var. *sachalinensis* Yabe et Nagao, *Pectunculus sachalinensis* Yabe et Nagao, *Astarte hoiensis* Liv., *Ostrea* sp., *Callista pseudoplana* Yabe et Nagao, *Dosiniopsis jeropheevi* Liv., *Inoceramus* sp., *Tetragonites kryshtofovitschii* Yabe. Еще выше залегают светло-серые песчаники с пластом каменного угля мощностью до 2,5 *м*. На водоразделе рек М. и Б. Сертунай, по данным П. Д. Шкляева, в основании свиты залегает пачка мощностью до 100 *м* конгломератов. Такие же конгломераты встречены по рекам Танги и Хоэ (Смехов, 1953). Над конгломератами залегают алевролиты, часто с растительным детритом, песчаники, мелкогалечные конгломераты с прослоями и пластами углисто-глинистых алевролитов и каменного угля. Мощность свиты здесь более 300 *м*. Причем в свите встречено до 12 пластов каменного угля мощностью 0,5—1,0 *м*.

А. Н. Криштофович собрал, изучил и описал (частью с Т. Н. Байковской) многочисленные остатки растений из арковской свиты. В этих местах установлено присутствие: *Marchantites jimboi* Krysht., *Gleichenia crenata* Krysht., *Gl. portsildii* (Sew.) Krysht., *Gl. Zippei* (Corda) Heer, *Dicksonia conferta* Heer, *D. mamyai* Krysht., *Pecopteris bohemica* Corda, *P. virginiensis* Font., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis borealis* Krysht., *Cl. constricta* Font., *Cl. frigida* (Heer) Sew., *Cl. oerstedtii* (Heer) Sew., *Sphenopteris variabilis* Velen, *Thinnfeldia sachalinensis* Krysht. et Baik., *Th.* cf. *granulata* Font., *Nilssonia serotina* Heer, *N. yukonensis* Holl., *Ginkgo multinervis* Heer, *G. laramiensis* Ward, *Protophyllocladus polymorphus* (Lesq.) Berry, *Dammara borealis* Heer, *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. heterophylla* Velen, *S. Reichenbachii* (Gein) Heer, *S. subulata* Heer, *S. ambigua* Heer, *S. smittiana* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) *Newberry, Tumion gracillimum* Holl., *Populus hyperborea* Heer, *P. sachalinensis* Krysht., *Ficus* cf. *wodsonii* Newberry, cf. *Magnolua* sp., *Liriophyllum sachalinensis* Krysht., *Cinnamomum* sp., *Platanus* cf. *heeri* Lesq., *Credneria* aff. *integerriama* Zenker, *Bauchinia cretacea* Newberry, *Celastrophyllum yokoyamae* Krysht., *Aralia polevoii* Krysht., *A. parvidens* Holl., *A. tikhonovichii* Krysht., *Trochodendroides sachalinensis* Krysht., *Platanus newberryanum* Holl., *Protophyllum praestans* Lesq., *Ziziphus fibrillosa* Lesq., *Z. electilis* Holl., *Viburnum whymperi* Heer, *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysht.

В районе Арково, где расположен стратотип свиты, по данным Б. В. Витгефта, ее мощность около 1000 *м*. Несколько южнее, по данным А. А. Капицы, свита состоит из нескольких пачек. Первая, или нижняя, пачка мощностью до 150 *м* состоит из мелкогалечных конгломератов и грубозернистых песчаников. Вторая пачка мощностью до 175 *м* сложена песчаниками и песчаными алевролитами с пластами каменного угля с растительными остатками и *Callista pseudoplana* Yabe. Видимо, в этой пачке нами, а затем и В. А. Вахрамеевым обнаружены *Inoceramus* cf. *uwajimensis* Jehara и *Apiotrigonia minor* Yabe et Nagao. Третья пачка мощностью около 170 *м* состоит из песчаников и конгломератов и также содержит угольные пласты. Наконец, четвер-

http://jurassic.ru/

тая, или верхняя, пачка мощностью около 525 *м* сложена грубозернистыми песчаниками и конгломератами, а в верхней части также и песчаными алевролитами и содержит угольные пласты. В этой пачке обнаружены остатки неопределимых иноцерамов и растений.

Выше арковской свиты, по данным А. А. Капицы, залегает дичунская свита, состоящая из грубозернистых песчаников и конгломератов. Однако пока значение этой толщи осадков еще недостаточно хорошо выяснено. Неясно также и значение угленосной толщи, которую А. А. Капица выделил под названием маломихайловской свиты, обнажающейся вблизи пос. Маломихайловка.

Поле меловых отложений, приуроченное к Камышевому хребту, к югу от г. Александровска, отграничено долиной р. Б. Александровки от Прибрежного хребта. В долине р. Б. Александровки на поверхность выходят неогеновые отложения, под которыми погребены меловые (рис. 12).

В Прибрежном хребте от мыса Жонкьер до долины р. Агнево также распространены меловые отложения, являющиеся наиболее высокими горизонтами меловой системы, но их соотношение с меловыми отложениями, распространенными в Камышевом хребте, не выяснено. В Прибрежном хребте последовательно снизу вверх выходят две свиты: жонкьерская и краснояpковская, а также слои, подстилающие жонкьерскую свиту.

В районе горы Верблюд, в пади Ковалевой имеется несколько небольших обнажений, в которых выходят песчаные алевролиты. В одном из таких обнажений обнаружены остатки *Anapachydiscus nautanni* Yok. var. *kovaleviensis* Yabe and Shimizu. По-видимому, эти слои являются аналогами верхней подсвиты быковской свиты. Соотношения этих отложений с другими стратиграфическими подразделениями этого района не установлены.

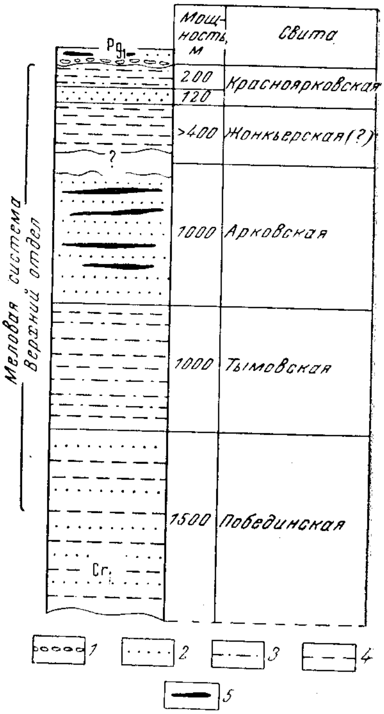


Рис. 12. Стратиграфический разрез меловых отложений в районе между р. Агнево и м. Хоэ

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — уголь

Несколько севернее, у мыса Жонкьер, меловые отложения, как это было впервые установлено Ф. Б. Шмидтом, а затем П. И. Полевым, обнажаются значительно полнее, чем в соседних районах, и наиболее богаты фауной. Последовательно (снизу вверх) здесь залегают:

1. Пачка флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников . . . 170 *м**
2. Пачка плотных желтовато-серых песчаников с линзовидными скоплениями гравелитов и рассеянной в породе галькой алевролитов. В песчаниках найдены остатки иноцерамов, тригоний, гастропод и отпечатки растений. По-видимому, из этих слоев происходят: *Sequoia smittiana* Heer, *S. Reichenbachii* (Gein.) Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Menispermites sachalinensis* Krysht., *Ziziphus* cf. *pseudomeekii* Holl., *Z. serrulata* Ward. . . . . 65 „
3. Скрыто, (очевидно, алевролиты, песчаники и пласты угля) . . . 80 „

* По-видимому, мощность этой пачки значительно больше (около 400—500 *м*). Об этом можно судить по отдельным высыпкам.

http://jurassic.ru/

4. Пачка тонкоплитчатых аргиллитов с известковыми конкрециями и остатками *Inoceramus* aff. *patootensis* Lor., *I.* cf. *naumanni* Yok., *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek., *Gaudryceras* sp., *Patella* sp. . . . 15 *м*
5. Пачка переслаивания углистых аргиллитов и светло-серых песчаников с двумя пластами каменного угля . . . . 20 „
6. Пачка аргиллитов и алевролитов с крупными известковыми конкрециями. В этой пачке найдены: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *Parallelodon sachalinensis* Schmidt, *Pachydiscus* sp., *Gaudryceras* sp., *Saghalinites* (?) sp. . . . . 65 „
7. Пачка зеленовато-серых средне- и грубозернистых песчаников. В этой пачке установлены: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *Pachydiscus* sp., *Canadoceras* ex gr. *newberryanum* Meek, *Gaudryceras* sp., *Epigoniceras* sp., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt var. *centralis* Schmidt, *P.* (*Helcion*) *gigantea* Schmidt var. *nasuta* Schmidt, *P.* (*Helcion*) *gigantes* Schmidt var. *depressa* Schmidt, *Echinocorys* cf. *conicus* Ag. . . . . 45 „
8. Пачка серых алевролитов и песчанистых алевролитов с тонкими пропластками мелкозернистых песчаников, с крупными известковыми конкрециями и остатками *Inoceramus schmidti* Mich., *In. sachalinensis* Sok. . . 65 „

Иноцерамы найдены в разных слоях пачки 8 и в том числе в 10 *м* ниже ее кровли. Но в 5 *м* ниже кровли радиально-ребристые иноцерамы не найдены, а найдены крупные плоские аммониты (до 30 *см* в диаметре) *Pachydiscus* aff. *subcompressus* Mat. Можно предположить, что в данном случае наблюдается телескопирование фауны.

Стратиграфически выше согласно, но с размывом залегают палеогеновые конгломераты (каменская свита). В одной из галек конгломератов нами найден песчаник с остатком концентрически ребристого иноцерама.

По-видимому, в этом обнажении пачка 1 принадлежит к верхней подсвите быковской свиты; пачки 2, 3, 4 и 5 общей мощностью около 180 *м* принадлежат к жонкьерской свите, а пачки 6, 7 и 8 общей мощностью 155 *м* — к красноярковской свите. Обращает внимание малая мощность этих свит, значительно меньшая, чем в более южных районах Сахалина. Отсутствуют также слои, которые могли бы быть отнесены к верхней подсвите красноярковской свиты — к бошняковской подсвите. Они или не накапливались, или были смяты перед отложением палеогеновых конгломератов. Несколько южнее мыса Жонкьер, вдоль Прибрежного хребта, по простиранию протягиваются красноярковская свита и вышележащие отложения. В верховьях рек Ревун, Васькина, Поселенческой, Поповской и др. обнажается нижняя часть красноярковской свиты с остатками *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. orientalis* Sok. и др., а также средняя часть свиты, но обычно разорванная тектоническими нарушениями. Южнее, в береговых обнажениях р. Агнево, разрез верхней части меловых отложений значительно более полный. Выше жонкьерской свиты, разрез которой наблюдается в разрозненных обнажениях по р. Агнево, залегают пачки песчаников с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов, а также углистых алевролитов. Еще выше лежат туфы и конгломераты мощностью до 5 *м*, а затем песчаники с многочисленными известковыми конкрециями и остатками *Canadoceras* sp., брахиопод, гастропод и *Inoceramus schmidti* Mich. Мощность этих песчаников около 2 *м*. Стратиграфически выше залегают зеленовато-серые песчаники мощностью 15 *м*. В них найдены: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt.

Над этими песчаниками залегают мелкозернистые песчаники мощностью около 70 *м* также с остатками тех же иноцерамов и гастропод. Выше залегает пачка мощностью около 390 *м*, состоящая из алевролитов с пластами туфогенных песчаников. Вверху этой пачки найден *Canadoceras* sp. Эта пачка, видимо, является аналогом средней под-

http://jurassic.ru/

свиты красноярковской свиты. На этих слоях залегает верхняя, или бошняковская, подсвита. Она имеет мощность около 500 *м* и сложена песчаниками, алевролитами и туфами среднего состава. На верхней (бошняковской) подсвите согласно, но с размывом залегают палеогеновые конгломераты каменской свиты.

Таким образом, разрез красноярковской свиты у устья р. Агнево и по составу и по мощности пачек и подсвит мало отличен от разреза свиты, наблюдающейся много южнее, в районе р. Августовки. Следовательно, те изменения, которые особенно отчетливо видны на мысе Жонкьер, проявлены лишь к северу от р. Агнево. В этом отношении интересны обнажения у устья рек Каменной и Огородной между мысом Жонкьер и Агнево. В этих местах палеогеновые конгломераты залегают на верхах нижней подсвиты красноярковской свиты, хотя и согласно, но с размывом, так как верхняя (бошняковская) подсвита, столь полно развитая у устья р. Агнево, здесь из разреза выпадает.

Тонино-Анивский полуостров

Впервые в пределах Тонино-Анивского полуострова меловые отложения были выделены К. Маруяма (1933). К ним он относил толщу, обнажающуюся в долине р. Мерей. В 1953 г. И. Г. Гринберг обнаружил слои с позднемеловой фауной в бассейне р. Комиссаровки, а также в контакте с гранитоидами Охотского массива. В 1967 г. Ю. Н. Тарасевич открыл толщу меловых отложений на восточном побережье полуострова около мыса Острого. Собранная им фауна была определена В. Н. Верещагиным как альбская. В 1966 г. В. П. Мытарев, Б. А. Сальников и Ю. Н. Тарасевич обнаружили остатки окаменелостей в слоях, обнажающихся вблизи устья р. Мерей, в пос. Пригородном. Собранные ими окаменелости были изучены В. Н. Верещагиным и Т. Д. Зоновой, которые отметили после дополнительного изучения разреза, что здесь обнажаются найбинская и быковская свиты. В 1967 г. после бурения скважин на берегу озер Большого и Малого Чибисанских было установлено залегание на глубине около 80—100 *м* под неогеновыми отложениями толщи алевролитов с остатками иноцерамов, похожих на радиально-ребристых иноцерамов, характерных для красноярковской свиты.

Таким образом, в настоящее время на Тонино-Анивском полуострове выделяются нижнемеловые отложения, найбинская, быковская и красноярковская свиты, слагающие разрозненные небольшие поля, выходящие из-под покрова неогеновых отложений.

Нижнемеловые отложения в районе мыса Острого на восточном побережье Тонино-Анивского полуострова сложены в основании мелкогалечными конгломератами, песчаниками и алевролитами мощностью около 150 *м*. В этих отложениях найдены *Sonneratia* sp. и *Pterotrigonia hokkaidoana* Jehara, на основании чего возраст этих слоев определяется как альбский. Возраст вышележащих отложений в данном месте не установлен. Подстилаются альбские отложения верхней подсвитой новиковской свиты. Соотношения с этой подсвитой альбских отложений недостаточно ясны.

Верхнемеловые отложения распространены на западе в бассейне рек Комиссаровки и Мерей, на севере в бассейне р. Айруп, на мысе Тунайча и изолированными пятнами по берегам озер Буссе, Вавайского и в бассейнах рек Чайки и Воробьевки. Кроме того, по данным буровых работ они обнаружены под неогеновыми осадками у оз. Чибисанского.

http://jurassic.ru/

Состав верхнемеловых отложений довольно однообразен. Сложены они монотонными алевролитами и аргиллитами зеленовато- и темно-серыми слоистыми и неслоистыми, с тонкими (0,5—3,0 *см*) прослоями светлых кварц-полевошпатовых песчаников. Изредка встречаются редкие мергелистые прослои и конкреции. Вниз по разрезу количество песчаников увеличивается, и в бассейне р. Ударницы они занимают значительную часть разреза. И. Г. Гринберг (в бассейне р. Комиссаровки) отмечал в основании свиты 3-метровый пласт конгломератов и 42-метровый горизонт песчаников, выше которого залегают алевролиты. Аналогичное строение толща имеет в районе пос. Пригородного, где вниз по разрезу отмечается опесчанивание пород, а в основании встречена 50-метровая пачка туфогенных песчаников, ниже которой залегают алевролиты верхней подсвиты новиковской свиты. Подобный же песчаник встречен в бассейне р. Айруп.

Разрез толщи наблюдается в районе мыса Тунайча, где снизу вверх залегают:

1. Алевролиты темно-серые	70—75 *м*
2. Песчаники кварц-полевошпатовые среднезернистые	3 „
3. Аргиллиты и алевролиты с прослоями и линзами по (0,1—0,4 *м*) песчаников известковистых	130 „
4. Алевролиты и аргиллиты с мергелистыми конкрециями	150—160 „

Общая мощность около 370 *м*.

Выше залегают гравелиты неогенового возраста.

Взаимоотношение верхнемеловых отложений с подстилающей их новиковской свитой не установлено, но увеличение крупности зерна вниз по разрезу, наличие в основании верхнего мела пачки туфогенных песчаников и конгломератов могут указывать на несогласное залегание верхнего мела на более древних отложениях.

В 1955 г. И. Г. Гринбергом в этих отложениях в бассейне р. Комиссаровки были собраны остатки *Inoceramus* ex gr. *nautmanni* Yok., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *Hypophylloceras velledai* Mich., по-видимому, раннекампанского возраста. В районе мыса Тунайча были обнаружены *Inoceramus* ex gr. *nautmanni* Yok., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *infraequens* Yabe, *Polyptychoceras pseudogaultinum* Yok. В бассейне рек Ударницы и Наки были встречены остатки раковин иноцерамов. В районе пос. Пригородного южнее устья р. Мерей были обнаружены остатки *Desmoceras (Pseudouhligella)* sp., *Anagaudryceras sacya* Forbes, а также *Inoceramus yabei* Nag. et Mat., отпечатки и ядра морских ежей и остатки одиночных кораллов. Эти формы характерны, по мнению В. Н. Верещагина, для позднего альба — раннего сеномана. Отложения, обнажающиеся у пос. Пригородного, по-видимому, относятся к найбинской свите, а верхние их части к быковской свите. Отложения же, установленные по р. Комиссаровке, как и на мысе Тунайча, относятся к быковской свите.

Восточно-Сахалинские горы

Верхнемеловые отложения слагают восточную часть Восточно-Сахалинских гор и п-ов Терпения, протягиваясь вдоль берега Охотского моря от мыса Терпения до р. Пурш-Пурш широкой полосой (до 20—25 *км*) почти на 250 *км*. Их присутствие возможно и в осевой части Восточно-Сахалинских гор, где они, видимо, не отделяются от юрских — нижнемеловых отложений, имеющих близкий формационный облик.

Верхнемеловые отложения Восточно-Сахалинских гор по составу и условиям образования резко отличаются от синхронных им отложений других районов Сахалина прежде всего широким развитием изве-

http://jurassic.ru/

стково-кремнистых и вулканогенных пород. Происхождение их, очевидно, в значительной степени связано с эвгеосинклинальными условиями.

В Восточно-Сахалинских горах верхнемеловые отложения впервые были установлены в 1868 г. И. А. Лопатиным (Лопатин, 1870), собравшим у мыса Рымник остатки аммонитов и пателл, впоследствии изученных Ф. Б. Шмидтом (Шмидт, 1873). Позднее эти отложения изучались Н. Н. Тихоновичем и П. И. Полевым (Тихонович и Полевой, 1915), но более детально в 1933—1934 гг. И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1956), выделившим их под названием рымникской серии. Несколько позднее Я. Саса и С. Нисида (1937) изучали эти отложения в юго-восточной части района на берегу Охотского моря и залива Терпения и расчленили их на несколько свит.

В 1954 г. С. С. Дарбинян впервые отнес к верхнему мелу не только терригенные отложения, но и мощную толщу порфиритов и их туфов, слагающую водораздельное пространство рек Длинной и Приторной. В следующем, 1955 г. А. А. Капица по находкам призматического слоя крупных иноцерамов отнес к верхнему мелу вулканогенно-кремнистые образования, обнажающиеся по р. Богатой. Таким образом был положен конец традиционным представлениям о кремнисто-вулканогенных породах и известняках, как безусловно принадлежащих к палеозою. А. А. Капица высказался также предположительно и о более молодом (позднемеловом) возрасте верхней и средней «палеозойских» толщ С. С. Дарбиняна. Начатые в 1958 г. геологические съемки Восточно-Сахалинских гор, проводившиеся Ю. М. Ковтуновичем, В. П. Клюевым и др., выявили новые обширные поля верхнемеловых отложений и в том числе вулканогенно-кремнистых и терригенных образований, считавшихся ранее палеозойскими. В 1961 г. Ю. М. Ковтуновичем в итоге проведенных работ была предложена новая стратиграфическая схема. Среди верхнемеловых отложений выделялись снизу вверх две серии: существенно терригенная — котиковская (заслоновская, туровская и ольдонская свиты) и преимущественно вулканогенно-кремнистая — рымникская (богатинская, ракитинская и березовская свиты). В последние годы (1962—1968) стратиграфия этих отложений была уточнена В. Т. Шейко и А. С. Шуваевым. В 1967 г. А. С. Шуваевым (Шуваев, 1968) в котиковской серии был обнаружен маастрихтский аммонит, что повлекло за собой пересмотр возраста свит, входящих в состав этой серии.

В настоящее время верхнемеловые отложения Восточно-Сахалинских гор включают снизу вверх: богатинскую, ракитинскую и березовскую свиты. При этом березовская свита распространена только на северо-востоке Восточно-Сахалинских гор. На южном окончании Центрального хребта и на п-ове Терпения березовской свите соответствует котиковская серия, в состав которой снизу вверх входят: учирская, заслоновская, туровская и ольдонская свиты. Большое значение для разработки стратиграфии верхнемеловых отложений этого района имели палеонтологические определения, выполненные в разное время В. А. Вахрамеевым, В. Н. Верещагиным, А. И. Жамойдой и Т. Д. Зоновой.

Рымникская серия. *Богатинская свита.* Название «богатинская» для толщи вулканогенно-кремнистых пород бассейна р. Богатой было предложено в 1954 г. К. Ф. Рахмановым, относившим ее к палеозою. Позже А. А. Капица рассматривал ее как бошняковскую свиту маастрихт-датского возраста. В 1960—1961 гг. за нижней частью свиты было сохранено название богатинской, а верхняя получила название ракитинской свиты. В настоящее время среди геологов нет единого

http://jurassic.ru/

мнения об объеме богатинской свиты. А. С. Шуваев в 1967 г. включил в ее состав вулканогенно-кремнистые образования мыса Беллинсгаузена и устья р. Учир, охарактеризованные остатками *Inoceramus* ex gr. *schmidti.* Mich. и гигантских пателл. По мнению Ю. М. Ковтуновича, эти отложения занимают более высокое стратиграфическое положение. Приблизительно таких же взглядов, как и А. С. Шуваев, придерживается В. Т. Шейко, отождествляющий кремнистые алевролиты и пепловые туфы р. Богатой с грубообломочными вулканомиктовыми и кремнистыми породами низовьев рек Герани, Мелкой и многих других, также содержащих обломки радиально-ребристых иноцерамов и относящихся, по представлениям Ю. М. Ковтуновича, к более высоко залегающей березовской свите .

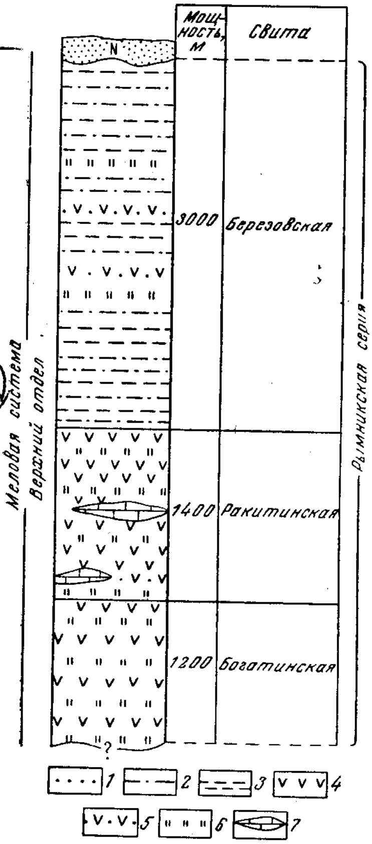


Рис. 13. Стратиграфический разрез меловых отложений (рымникская серия) Восточно-Сахалинских гор

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — туфы, *5* — туффиты; *6* — кремнистые породы; *7* — известняки

Богатинская свита, по данным Ю. М. Ковтуновича и В. П. Клюева (рис. 13), распространена в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор, главным образом в бассейнах рек Богатой, Мелкой и в верховьях левых притоков р. Рукутамы. Подстилающие образования достоверно не установлены. Ранее за них принималась ольдонская свита, как выяснено теперь являющаяся наиболее молодой среди верхнемеловых свит Восточно-Сахалинских гор.

Литологический состав богатинской свиты достаточно однообразный и выдержанный. Это в основном массивные кремнистые аргиллиты и алевролиты темно-зеленого и черного цвета с раковистым изломом, яшмовидные. Среди них присутствуют прослои грязно-зеленых и темно-серых песчаников, пепловых, реже псаммитовых туфов и туффитов, по внешнему виду весьма напоминающих кремнистые алевролиты. В нижнем течении р. Мелкой и в некоторых других пунктах В. Т. Шейко отмечает редкие прослои туфоконгломератов.

Характерными особенностями пород свиты являются темная окраска, исключительная плотность, раковистый излом и почти полное отсутствие слоистости. На выветрелой поверхности породы нередко окрашены в зеленый и ярко-зеленый цвет. Кремнистые аргиллиты почти нацело состоят из тонкозернистого кремнисто-глинистого, частично хлоритизированного вещества пелитовой размерности, обладающего агрегатной поляризацией. В небольшом количестве присутствует алевритовый материал, представленный обломками кварца, полевых шпатов, пироксенов, эпидота, кремнистых и эффузивных пород, чешуек мусковита и особенно хлорита. Иногда отмечаются вулканическое стекло и остатки скелетов радиолярий, замещенных кремнеземом. Кремнистые алевролиты и песчаники состоят на 55—65% из угловатых и слабо окатанных обломков кварца, полевых шпатов, ромбических пироксенов, эпидота, яшм, эффузивов, хлорита, мус-

http://jurassic.ru/

ковита, реже вулканического стекла соответственно алевритовой или псаммитовой размерности, погруженных в кремнистую основную массу. Цемент в песчаниках обычно хлорито-кремнистый типа соприкосновения. Пепловые и псаммитовые туфы играют в богатинской свите резко подчиненную роль. По структуре они чаще всего лито-кристаллокластические и лишь иногда витрокластические. Под микроскопом видно, что эти породы на 40—70% состоят из угловатых обломков эффузивных пород, вулканического стекла, яшм, кварца, роговой обманки, пироксенов и хлорита, погруженных в хлоритизированную или цеолитизированную глинисто-хлоритовую или стекловатую массу. Мощность богатинской свиты не превышает 1200 *м*. На основании того, что данная свита согласно перекрывается ракитинской свитой, охарактеризованной остатками радиально-ребристых иноцерамов, возраст ее, по-видимому, сантон-раннекампанский. В Западно-Сахалинских горах ей скорее всего соответствует верхняя часть быковской свиты. По литологическим признакам она имеет также некоторое сходство с верхней частью хойской свиты бассейна р. Пиленги Восточно-Сахалинских гор.

Ракитинская свита выделена в 1960 г. Ю. М. Ковтуновичем. Название дано по р. Раките, левому притоку р. Пионерской. Образования, включенные в состав свиты, Н. Н. Тихоновичем и П. И. Полевым (Тихонович и Полевой, 1915) относились к средней палеозойской толще; И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1956), В. А. Махининым, С. С. Размысловой и К. Ф. Рахмановым — к набильской серии или толще (палеозой); С. С. Дарбиняном — к свите сургучных кремнистых сланцев (верхний палеозой); А. А. Капицей — к бошняковской свите (маастрихт — дат).

Ракитинская свита распространена в верховьях рек Голяной, Длинной, Форели, Складской, Кривой, Пихтовой, Пионерской, Колокол, Зловещей и среднем течении р. Мелкой, а также обнажается в виде узких полос в ядрах и на крыльях тектонических структур в бассейнах рек Богатой, Мелкой, Герань, Песковской, Ягодной, Лангери, Б. Хузи и Оружейной. С подстилающей богатинской свитой она связана постепенным переходом. Граница между ними проводится по первому появлению в однородных темных и зеленоватых породах, относимых к богатинской свите, сургучно-красных и розоватых яшм, характерных для ракитинской свиты. Эта граница в одних случаях четкая, в других улавливается с большим трудом.

В полосе, протягивающейся от верховьев р. Голяной до среднего течения р. Мелкой, свита представлена красновато-бурыми сильно цеолитизированными туфами и туффитами основного, реже среднего и кислого состава, содержащими прослои (до 10 *м*) кремнистых алевропелитов грязно-зеленого и буровато-зеленого цвета. Среди этих пород довольно часто присутствуют линзы и пласты сургучно-красных и розоватых яшм мощностью обычно 3—5 *м*, реже до 100—150 *м*. Иногда встречаются бурые радиоляриты, спилиты, диабазы, а также крупные линзы (до 200 *м*) светло-серых и розоватых известняков.

Состав свиты по простиранию достаточно выдержан, в то время как по падению наблюдаются некоторые изменения. Восточнее водораздела рек Нерпичьей и Рукутамы в верхней и нижней частях свиты присутствуют пачки (до 40—50 *м*) красновато-бурых известняков, переслаивающихся с сургучно-красными яшмами. Появляются кварцевые порфиры и их туфы. Еще далее на восток, в низовье рек Стланиковой, Ягодной и Песковской, резко возрастает роль кремнистых алевропелитов грязно-зеленого цвета при заметном сокращении прослоев бурых яшм, что по внешнему виду сближает ракитинскую свиту этого района с подстилающей богатинской.

http://jurassic.ru/

Северо-западнее, в нижнем течении рек Оружейной и Лангери, а также в верховьях Б. и М. Хузи, по данным В. П. Клюева и В. С. Рождественского, большое значение в составе свиты имеют алевролиты, песчаники, глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы.

Туфы и туффиты в ракитинской свите имеют преимущественное развитие. Среди них по основности различаются туфы и туффиты основного, среднего и кислого состава, по крупности пирокластического материала относящиеся к алевритовым, реже псаммитовым. Все они представляют собой породы красновато-бурого, бурого, зеленого и грязно-зеленого цвета, часто с обломками белых плагиоклазов, реже однородные и неотчетливо слоистые. Слоистость обусловлена изменением окраски, обычно грязно-зеленой и бурой, локализующейся в виде маломощных прослоев и линз неправильной формы. Местами породы интенсивно цеолитизированы.

Яшмы играют существенную роль в составе свиты. Это плотные, бурые, сургучные, красновато-бурые, мясо-красные и розоватые породы, порой слоистые за счет изменения цвета. Сложены они зернами криптокристаллического кварца и халцедона, не имеющими отчетливых очертаний и обладающие агрегатной поляризацией. Отмечается значительная примесь гематита. Иногда присутствуют плохо сохранившиеся остатки радиолярий и мелкие обломки плагиоклазов и темноцветных минералов.

Радиоляриты обычно темно-бурые и сургучные, отличаются от яшм меньшей плотностью, наличием четкой сланцеватости, а также присутствием многочисленных скелетов радиолярий.

Известняки свиты серые и светло-серые, часто буроватые, как правило, мелкозернистые, участками афанитовые и оолитовые, реже слоистые. Несколько обособленно стоят известняки, образующие с яшмами пачки тонкого флишоидного переслаивания. Для них характерны буровато-красный или кремовый цвет, криптокристаллическое сложение, отчетливая слоистость и мелкая плойчатость. Мощность таких пачек достигает 40—50 *м* при мощности отдельных прослоев 0,2—0,4 *м*. Нередко известняки в пачках почти полностью замещаются яшмами и наоборот. Описываемые горизонты сравнительно хорошо выдерживаются по простиранию и являются маркирующими для нижней и верхней частей свиты.

Спилиты образуют пластообразные тела мощностью до 5—10 *м*. Они в большинстве случаев буровато-зеленые и грязно-зеленые с шаровой или подушечной отдельностью, иногда миндалекаменные. Миндалины выполнены карбонатом, реже хлоритом. Под микроскопом спилиты обнаруживают апоинтерсертальную или спилитовую структуру и сложены альбитом (10—50%), авгитом (10—15%) и магнетитом (2—15%), погруженными в бурое вулканическое стекло (10—70%).

Диабазы по внешнему виду мало чем отличаются от спилитов. Состоят они из лабрадора, в значительной степени альбитизированного (40—50%), авгита (40—45%) и магнетита (5—10%). Структура пород диабазовая или офитовая.

Кварцевые порфиры — породы темно-бурые, иногда зеленоватые. Порфировые выделения (15—20% от объема породы) представлены кварцем, андезином и единичными зернами сильно измененного пироксена. Микрофельзитовая или фельзитовая основная масса состоит из кварца и полевого шпата, среди которых равномерно рассеяны хлорит, титаномагнетит и апатит.

Химический состав кварцевого порфира из среднего течения р. Мелкой следующий (в %) (данные Ю. М. Ковтуновича): SiO_2—72,16; TiO_2—0,39; Al_2O_3—11,51; Fe_2O_3—1,62; FeO—2,67; MnO—0,08;

http://jurassic.ru/

MgO—2,56; CaO—1,79; Na_2O—4,18; K_2O—0,30; H_2O—0,11; SO_3—0,05; P_2O_5—2,44; п.п.п.—0,61; сумма—100,47.

Мощность ракитинской свиты достигает 1400 *м*. Возраст, вероятнее всего, раннекампанский. Основанием для этого служат в первую очередь остатки крупных, по-видимому, радиально-ребристых иноцерамов очень плохой сохранности, переполняющих в ряде мест бурые кремнистые алевролиты и радиоляриты (среднее течение р. Богатой, низовье р. Мелкой, р. Стланиковая, устье р. Томаринки и др.). Этот горизонт всюду тяготеет к нижней части свиты и участками достаточно хорошо выдерживается по простиранию. Кроме того, в кремнистых алевролитах, яшмах и радиоляритах свиты А. И. Жамойда определены радиолярии: *Cenosphaera* aff. *sphaerozoica* Zham., *C.* cf. *sphaeroconus* Rüst., *Thecosphaera* cf. *votschvinensis* Lipm., *Cromyosphaera* cf. *vivenkensis* Lipm., *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel, *D.* cf. *bolbacephala* Zham., *Saturnalis* sp. nov., *Lithomitra* cf. *capitoidea* Zham., *Phacodiscus* (?) sp. *Cenellipsis* sp. и др.

По заключению А. И. Жамойда, среди приведенных видов присутствуют такие, которые до сих пор встречались только в верхнемеловых отложениях, а комплекс радиолярий в некоторых пунктах имеет сходство с вочвинским комплексом Корякского нагорья и Камчатки позднемелового — раннепалеогенового возраста. В известняках ракитинской свиты установлены также редкие фораминиферы, скопления устриц и гастропод.

Березовская свита (по р. Березовке) объединяет терригенные, известково-кремнистые и вулканогенные образования, в нижней части которых найдены скопления остатков *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich. и гигантских пателл *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt. Свита выделена в 1960 г. Ю. М. Ковтуновичем. Распространена она в северо-восточной части Восточно-Сахалинских гор, к северу от устья р. Березовки, где образует две субпараллельные полосы северо-западного простирания шириной до 8—10 *км* каждая. Первая из полос протягивается вдоль Охотского побережья от устья р. Березовки до бассейна р. Пиленги, вторая прослеживается от низовья р. Зловещей до рек Пурш-Пурш и Нампи. К этой же свите относятся образования, слагающие тектонический блок в бассейне р. Витницы и в верховье р. Рукутамы (осевая часть Восточно-Сахалинских гор).

Взаимоотношения с подстилающей ракитинской свитой недостаточно ясны. По мнению В. П. Клюева и В. Т. Шейко, березовская свита залегает на ракитинской свите согласно. Ю. М. Ковтунович не исключает наличия на границе свит размыва, на что указывают обломки разноцветных яшм и эффузивов, характерные для ракитинской свиты, присутствующие в граувакковых песчаниках и туфоконгломератах нижней части березовской свиты.

Свита представлена в основном алевролитами и аргиллитами, нередко образующими с песчаниками тонкое переслаивание. Среди этих пород иногда отмечаются прослои светло-серых и бурых яшм, линзы известняков (мощностью до 50 *м*) и радиоляриты.

В прибрежной полосе состав свиты несколько отличный. Вдоль западного обрамления — в низовье рек Герань, Мелкой, Богатой и в верховье ключа Серебристого в основании свиты присутствует пачка вулканогенно-кремнистых пород — нижний вулканогенный горизонт березовской свиты (В. Т. Шейко относит его к богатинской свите). Пачка сложена ярко-зелеными кремнистыми алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с кремнистыми песчаниками, туфоконгломератами, туфами и туффитами. Кремнистые алевролиты и аргиллиты содержат скопления остатков *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich. Для туфоконгло-

http://jurassic.ru/

мератов, псаммитовых и псефитовых туфов и туффитов характерно наличие обломков андезито-базальтовых порфиритов, клинопироксена, роговой обманки и зеленого минерала, сходного с глауконитом. В северном направлении наблюдается закономерное сокращение крупности обломков и содержания вулканического материала. Породы становятся менее плотными за счет уменьшения кремнистости. Туфы и туффиты замещаются туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами. Мощность пачки варьирует от 400 до 700 *м*.

В широтном направлении пачка претерпевает более резкие изменения. В восточной части полосы, вдоль побережья Охотского моря, пачка с остатками *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich. и *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt представлена алевролитами и аргиллитами, содержащими мергелистые конкреции и пласты крупнозернистых граувакковых песчаников. Среди этих пород отмечаются маломощные (до 1—3 *м*) прослои бурых и зеленых кремнистых аргиллитов, редкие линзы известняков, тела спилитов, диабазов и порфиритов.

Выше этой пачки залегает мощная (более 2000 *м*) толща переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников, включающая, по данным В. Т. Шейко, довольно мощные (до 250 *м*) линзы известково-кремнистых и вулканогенных пород, сложенные бурыми и сургучно-красными яшмами, бурыми и зелеными радиоляритами, кремнистыми аргиллитами, туфами, спилитами, диабазами и порфиритами, а также серыми и буроватыми известняками, обычно тонко переслаивающимися с яшмами. Линзы известково-кремнистых пород прослеживаются по простиранию иногда на 5—6 *км*. Они обычно приурочены к верхней части свиты. Примерно в средней части толщи, по предварительным данным В. Т. Шейко, присутствует достаточно выдержанный горизонт граувакковых песчаников и гравелитов мощностью до 200—250 *м*.

Вскрытая мощность березовской свиты более 3000 *м*. Алевролиты и аргиллиты березовской свиты темно-серые и черные, плотные, иногда окремненные, слоистые и тонкоплитчатые. Сложены они угловатыми обломками плагиоклазов, кварца и темноцветных минералов алевритовой размерности, погруженных в глинистый или хлорито-глинистый цемент базального типа.

Песчаники свиты серого, зеленовато-серого или темно-серого цвета, полимиктовые, чаще всего тонко- или мелкозернистые и лишь в нижней части свиты в мощных горизонтах — крупно- и грубозернистые (граувакковые песчаники). Отличительными чертами последних являются градационная слоистость, обилие крупных (до 0,05 *м*) обломков черных и зеленоватых алевролитов (до 50% объема породы), а также наличие конкреций известковистых песчаников и мергеля. Состоят песчаники из угловатых и слабо окатанных обломков (60—80% объема породы) кварца, полевых шпатов, яшм, алевролитов, часто кремнистых, сильно измененных эффузивов основного состава, пироксенов, роговой обманки и очень редко вулканического стекла. Цемент пород кремнистый, хлорито-кремнистый или глинистый, чаще всего порового типа. В крупных обломках алевролитов иногда присутствуют остатки радиально-ребристых иноцерамов.

Спилиты зеленовато-бурые и темно-зеленые, обычно миндалекаменные с подушечной или шаровой отдельностью. Спилиты состоят из микролитов альбитизированного плагиоклаза и небольшого количества авгита, погруженных в хлоритизированное вулканическое стекло. Миндалины (до 25—30% объема породы) выполнены карбонатом, халцедоном, реже хлоритом. Структура пород спилитовая. Химический состав их, по данным В. Н. Шилова (обр. 3001 с мыса Три Камня), следую-

http://jurassic.ru/

щий (в %): SiO_2—49,06; TiO_2—1,95; Al_2O_3 — 16,65; Fe_2O_3—11,46; FeO—1,29; MnO—0,39; MgO—1,80; CaO—5,37; Na_2O—5,79; K_2O—1,76; H_2O—0,49; SO_3—0,18; P_2O_5—2,76; п.п.п. — 0,84, сумма — 99,79.

Диабазы по внешнему виду отличаются от спилитов полнокристаллическим сложением, отсутствием миндалин и более темной окраской. Состоят они из основного плагиоклаза, как правило, альбитизированного и соссюритизированного, небольшого количества (до 10—15%) авгита, роговой обманки и ильменита. Иногда присутствует хлоритизированное вулканическое стекло. Структура пород диабазовоофитовая, реже пойкилоофитовая. По химическому составу диабазы также близки к спилитам. Они содержат (в %) (данные В. Н. Шилова): SiO_2—48,60; TiO_2—2,10; Al_2O_3—14,93; Fe_2O_3—5,98; FeO—3,16; MnO—0,33; MgO—5,03; CaO—7,08; Na_2O—4,45; K_2O—2,83; H_2O—0,25; SO_3—0,24; P_2O_5—4,46; п.п.п.—0,41; сумма — 99,85.

Как видно из приведенных выше химических анализов, спилиты и диабазы березовской свиты характеризуются повышенной щелочностью и высоким содержанием окиси титана, что сближает их с серией щелочных базальтов, широко распространенных среди вулканических толщ позднемелового возраста в северо-западной части Тихоокеанского пояса (Ротман, Марковский, 1965).

В основании березовской свиты, главным образом в алевролитах, В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем собраны: *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich., *I.* cf. *sachalinensis* Sok., *I.* cf. *balticus* Böehm., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt var. *depressa* Schmidt, *P. (Helcion) gigantea* Schmidt var. *centralis* Schmidt, *Anomia* sp., *Pachydiscus* sp., позволяющие датировать слои с фауной поздним кампаном.

Березовской свите в южной части Восточно-Сахалинских гор соответствует котиковская серия, в Западно-Сахалинских горах — краснoярковская свита.

Котиковская серия почти целиком слагает п-ов Терпения и юго-восточную часть Восточно-Сахалинских гор к югу от широты устья р. Березовки. К ней первоначально относились терригенные отложения (заслоновская, туровская и ольдонская свиты), принимавшиеся Ю. М. Ковтуновичем за нижнесенонские. По новым данным, в состав серии входят верхнесенонские отложения.

В настоящее время котиковская серия включает снизу вверх: учирскую, заслоновскую, туровскую и ольдонскую свиты. Возраст серии определяется в пределах от позднего кампана до маастрихта и, возможно, датского яруса (рис. 14).

Котиковская серия соответствует серии Тирие Я. Саса и С. Нисида (1937), сопоставляется с березовской свитой северо-восточной части Восточно-Сахалинских гор (А. С. Шуваев параллелизует ее с богатинской, ракитинской и березовской свитами, вместе взятыми), синхронна красноярковской и, возможно, бошняковской свитам Западно-Сахалинских гор (рис. 15).

Учирская свита (по р. Учир на п-ове Терпения) выделена в 1968 г. А. С. Шуваевым в объеме нижнего вулканогенного горизонта березовской свиты Ю. М. Ковтуновича. С севера, востока и запада она обрамляет крупную синклинальную структуру, сложенную терригенными образованиями котиковской серии. Свита выходит на поверхность в бассейнах рек Песковской, Томаринки, Зловещей, Клязьмы, Кругозорной и Нерпичьей, слагает водораздел рек Длинной и Приторной, побережье залива Терпения севернее и южнее пос. Котиково (р. Учир), а также обнажается на мысах Беллинсгаузена, Гвоздева и Шельтинга. Непосредственного контакта с подстилающей ракитинской сви-

http://jurassic.ru/

той не наблюдалось. С. С. Дарбинян и Ю. М. Ковтунович допускают размыв на границе свит при общем согласном залегании .

Состав и мощность учирской свиты непостоянны, что связано с различной вулканической активностью в пределах территории. Минимальная мощность свиты (около 1000 *м*) отмечается в верховье р. Клязьмы, где она представлена переслаиванием преимущественно зеленых и ярко-зеленых кремнистых алевролитов с псаммитовыми и псефитовыми туфами и туффитами. В средней части присутствует пласт вулканомиктовых конгломератов мощностью около 5 *м* с крупными окатанными валунами андезито-базальтовых порфиритов и мелкими мергелистыми конкрециями.

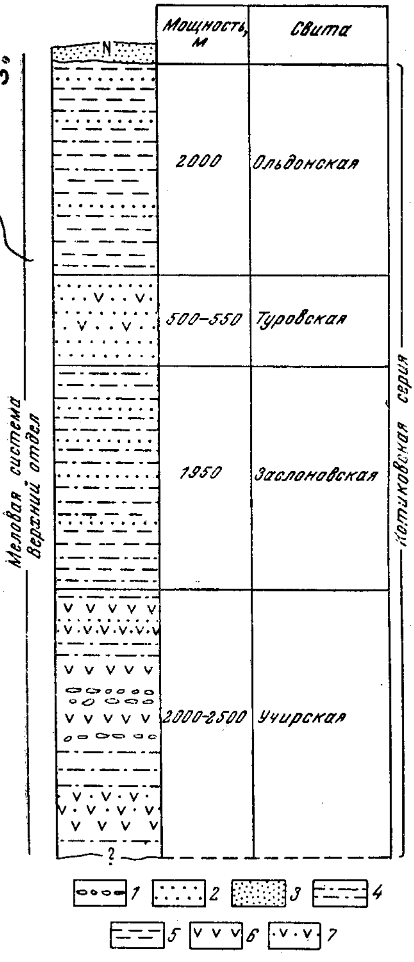


Рис. 14. Стратиграфический разрез меловых отложений (котиковская серия) Восточно-Сахалинских гор

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — пески; *4*—алевролиты; *5*—аргиллиты; *6*— туфы; *7* — туффиты

В южном направлении мощность свиты возрастает и на водоразделе рек Длинной и Приторной мощность вскрытой части свиты превышает 2000—2500 *м*. Здесь существенную роль в составе свиты играют пластовые, реже секущие, тела базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов мощностью до 100 *м* и более. Резко возрастает удельный вес вулканомиктовых туфоконгломератов и туфоконгломерато-брекчий, появляются агломераты. Однако кремнистые алевролиты продолжают доминировать.

Еще далее на юг, в районе устья р. Учир, обнажается, видимо, верхняя часть свиты, сложенная в основном псаммитовыми туфами и туффитами, которым подчинены кремнистые алевролиты, пепловые и псефитовые туфы. Часто встречаются агломераты, вулканомиктовые конгломерато-брекчии и конгломераты.

Примерный разрез свиты в этом районе, по данным Ю. М. Ковтуновича, следующий (снизу вверх):

1. Переслаивание туфов и туффитов псефитовых и псаммитовых, содержащих угловатые обломки порфиритов и иноцерамов. Присутствуют пласты (до 2—3 *м*) кремнистых алевролитов и пепловых туфов ярко-зеленых и синеватых, слоистых . . . . 95 *м*
2. Кремнистые алевролиты и туфы ярко-зеленые, слоистые, местами переполненные обломками раковин радиально-ребристых иноцерамов, образующих иногда послойные скопления мощностью до 0,2 *м*. Слоистость ритмичная, тонкая, горизонтальная, обусловленная наличием маломощных (0,03—0,05, реже до 0,4 *м*) прослоев кремнистых песчаников и туфов псаммитовых, зеленовато-серых, слегка бурых на выветрелой поверхности . . . . 105 „
3. Переслаивание туфоконгломератов и туфоконгломерато-брекчий с туфами агломератовыми, псефитовыми и псаммитовыми. Туфоконгломераты и

http://jurassic.ru/

туфоконгломерато-брекчии состоят из обломков (до 1 *м* в поперечнике) порфиритов и миндалекаменных спилитов различной окатанности, погруженных в туфопесчаный цемент. В цементе иногда присутствуют мергелистые конкреции (до 0,2—0,4 *м*) и зеленый минерал (глауконит?). Нередко отмечается неотчетливая градационная слоистость за счет изменения крупности материала. Туфы состоят из угловатых или слабо окатанных обломков порфиритов, обычно погруженных в опало-цеолитовый туфовый цемент . . . . 155 *м*

4. Переслаивание кремнистых алевролитов и туфов, пепловых, синевато-серых и темно-серых, слоистых с прослоями (1—20 *м*) туфов и туффитов псаммитовых, реже псефитовых неяснослоистых, содержащих редкие обломки (до 0,1 *м*) порфиритов. В средней части пласты (до 9 *м*) туфоконгломерато-брекчий, состоящих из слабоокатанных и угловатых валунов и глыб разноцветных порфиритов и спилитов размером до 0,5 *м* . 115 „
5. Туфы и туффиты псефитовые синевато-серые, неяснослоистые с плохо окатанными обломками (до 0,1 *м*) порфиритов и подчиненными им пластами (2—10 *м*) валунных туфоконгломератов. Присутствуют редкие пласты (до 3 *м*) кремнистых алевролитов . . . . 140 „
6. Переслаивание кремнистых алевролитов и туфов пепловых зеленых и зеленовато-серых, слоистых с туфами и туффитами псаммитовыми и псефитовыми, содержащими иногда редкие обломки порфиритов (до 0,1 *м*), глауконит (?), темноцветные минералы и плагиоклазы. Мощность пластов 0,5—3 *м*. В средней части отмечаются пласты (3—5 *м*) туфоконгломерато-брекчий с обломками (до 0,1 *м*) порфиритов . . . . . 105 „
7. Туфоконгломераты валунные, вулканомиктовые. Обломочный материал хорошо окатан и представлен преимущественно порфиритами . . . 30 „
8. Переслаивание кремнистых алевролитов и туфов пепловых, слоистых с туфами и туффитами псаммитовыми и псефитовыми. Мощность первых 5—20 *м*, вторых — 1—5 *м* . . . . 110 „
9. Туфы и туффиты псефитовые и псаммитовые серые и темно-серые с редкими пластами (3—15 *м*) туфоконгломерато-брекчий . . . . . 270 „
10. Переслаивание туфов и туффитов псаммитовых с кремнистыми алевролитами и редкими пластами туфов псефитовых мощностью до 10—15 *м* . 440 „

Вскрытая мощность учирской свиты 1565 *м*.

Несколько иной состав учирская свита имеет на восточном крыле синклинали. Здесь вдоль берега Охотского моря от мыса Гвоздева до мыса Беллинсгаузена в нижней части свиты преобладают кремнистые алевролиты и аргиллиты. Только выше появляются грубообломочные породы. Разрез свиты в районе мыса Беллинсгаузена, по данным Ю. М. Ковтуновича, представляется следующим (снизу вверх):

1. Кремнистые алевролиты и аргиллиты темно-серые, зеленые и черные, слоистые с редкими мергелистыми конкрециями и остатками радиально-ребристых иноцерамов, образующих характерные послойные скопления. Слоистость ритмичная, тонкая, горизонтальная, обусловлена изменением крупности зерна и цвета. Вскрытая мощность . . . . 600 *м*
2. Базальтовые порфириты темно-зеленые с порфировыми выделениями клинопироксена, последовательно сменяющиеся вверх по разрезу сначала андезито-базальтовыми порфиритами зеленовато-бурыми и бурыми, а затем андезитовыми порфиритами синевато-серыми и серыми с порфировыми выделениями, представленными преимущественно плагиоклазами. Потоки порфиритов (мощностью от 3 до 10 *м*) разделены пластами (0,5—1,5 *м*) агломератовых и псефитовых туфов бурого цвета . . . 100 „
3. Туфоконгломераты валунные, вулканомиктовые, сравнительно хорошо отсортированные, с редкими пластами (до 2 *м*) грубозернистых песчаников. Обломочный материал хорошо окатан и представлен разноцветными порфиритами, реже миндалекаменными спилитами и кремнистыми алевролитами. Размер обломков достигает 1 *м*. Валуны и гальки слегка уплощены и нередко образуют неотчетливую градационную слоистость. Цементом служит грубозернистый туфопесчаник с обломками роговой обманки, клинопироксена, устриц и призматического слоя иноцерамов. Отмечаются овальные конкреции мергеля до 0,4 *м* в поперечнике . . . 400 „
4. Песчаники и туфопесчаники с подчиненными им пластами вулканомиктовых конгломератов (до 4 *м*) и алевролитов (до 1 *м*). Конгломераты

http://jurassic.ru/

приурочены к нижней части пачки, алевролиты — к верхней. В алевролитах присутствуют обугленный детрит и линзочки блестящего угля. Вскрытая мощность 600 *м**.

Севернее мыса Беллинсгаузена, в районе мыса Шельтинга, радиально-ребристые иноцерамы со специфичным захоронением содержатся в песчаниках, а сама свита сложена существенно алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

Таким образом, в северном и северо-восточном направлениях отмечается отчетливое сокращение как крупности обломочного материала, так и мощности учирской свиты. В этом же направлении вулканогенно-кремнистые образования, особенно их верхняя часть, замещаются нормально-осадочными, иногда слабокремнистыми.

Отличительной чертой пород свиты является присутствие в них

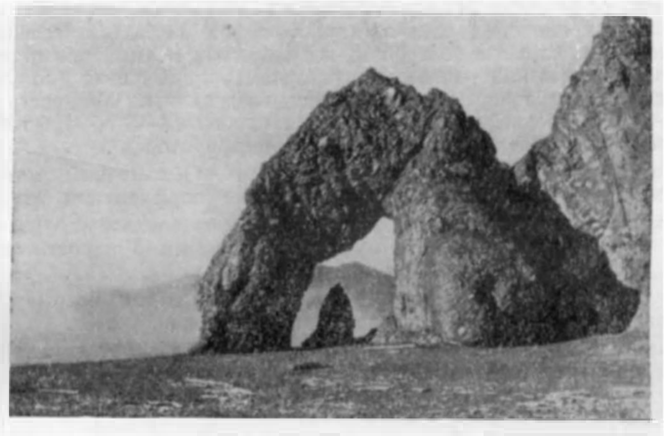


Рис. 15. Учирская свита. Обнажение у мыса Беллинсгаузена. Фото Ю. М. Ковтуновича

зеленого минерала, напоминающего глауконит, роговой обманки, клинопироксенов, гейландита, хромита и магнетита. Последний иногда образует шлировые скопления, обусловливая высокую магнитность пород.

Псаммитовые туфы и туффиты учирской свиты представляют собой плотные зернистые породы грязно-зеленого, синевато-зеленого, серого и темно-серого цвета. Они обычно содержат угловатые и слабо окатанные обломки эффузивных пород и зерна глауконита. Среди них под микроскопом различаются туфы и туффиты кристалло-витро-литокластические, в меньшей мере кристалло-лито-витрокластические и лито-кристалло-витрокластические. Состоят они из угловатых и слабо окатанных обломков сильно измененных спилитов; менее измененных андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов с пилотакситовой структурой основной массы; интенсивно хлоритизированного и цеолитизированного вулканического стекла, часто пузырчатого; плагиоклазов (олигоклаз-андезина); моноклинных пироксенов, изредка единичных лейст бурого биотита и рудных минералов (до 10%). Цемент (10—25% объема породы) чаще всего опалово-хлоритовый и цеолито-хлоритовый, реже опалово-цеолитовый порового, контактового, иногда базального типов.

* Не исключена возможность, что верхняя часть пачки относится уже к вышележащей заслоновской свите.

http://jurassic.ru/

Кремнистые алевролиты и аргиллиты криптокристаллические, зеленые, ярко-зеленые и грязно-зеленые, плотные, как правило, слоистые с тонкими (до 0,05 *м*) прослоями темно-серых туфопесчаников. Иногда в них отмечаются послойные скопления мощностью до 0,2 *м* призматического слоя крупных иноцерамов. Изредка присутствуют мергелистые конкреции. По составу кремнистые алевролиты и аргиллиты весьма напоминают соответственные породы богатинской свиты.

Пепловые туфы по внешнему виду близки к кремнистым алевролитам. Они в основном лито-кристалло-витрокластические и состоят из рогульчатых и оскольчатых обломков (0,01—0,08 *мм*) почти нацело девитрифицированного вулканического стекла и небольшого количества угловатых обломков плагиоклазов (андезина), моноклинных пироксенов, роговой обманки и сильно ожелезненных эффузивов. Стекло иногда присутствует в виде тонких нитей типа «волос Пеле», нередко имеет пузырчатую и скорлуповато-перлитовую текстуру. Цементом служит почти нацело хлоритизированное вулканическое стекло. Тип цемента — базальный. Породы исключительно интенсивно хлоритизированы, реже цеолитизированы и ожелезнены.

Псефитовые и агломератовые туфы отличаются от псаммитовых крупностью пирокластического материала, а также наличием различных по величине (до 2—3 *м* в поперечнике) и окраске угловатых, реже слабо окатанных обломков и глыб андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, иногда миндалекаменных.

Порфириты обладают порфировой структурой с интерсертальной, гиалопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы. Порфировые выделения (15—45% объема породы) состоят главным образом из андезин-битовнита и небольшого количества моноклинальных пироксенов. Плагиоклазы сильно хлоритизированы, карбонатизированы и частично цеолитизированы; пироксены почти нацело замещены хлоритом и амфиболом. Основная масса интенсивно хлоритизирована, пилитизирована и ожелезнена, в ней не всегда различаются лейсты плагиоклазов, ксеноморфные зерна пироксенов и магнетит. Содержание измененного вулканического стекла достигает 30% объема породы.

Туфоконгломераты в основном вулканомиктовые, валунные. Обломочный материал хорошо окатан и представлен преимущественно андезито-базальтовыми порфиритами и спилитами, погруженными в туфопесчаный цемент. В цементе иногда присутствуют мергелистые конкреции (до 0,2—0,4 *м*) и зеленый минерал, напоминающий глауконит. По трещинам и по цементу нередко развивается серовато-белый или розоватый гейландит.

Базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты — породы темно-зеленые, зеленовато-бурые, темно-серые, синевато-серые и серые, порфировые с гиалопилитовой, интерсертальной или пилотакситовой структурой основной массы.

Порфировые выделения (до 50% объема породы) сложены в основном плагиоклазом (андезин-лабрадором) и очень редко (до 5—10% объема вкрапленников) темноцветными минералами. Последние представлены, как правило, моноклинным пироксеном (авгитом, реже диопсидом), значительно реже моноклинным пироксеном и роговой обманкой и чрезвычайно редко — роговой обманкой. Среди порфировых выделений в единичных случаях присутствуют калинатровые полевые шпаты и прозрачный изотропный минерал без спайности с показателем преломления значительно ниже канадского бальзама (возможно, анальцим).

Основная масса пород сложена лейстами плагиоклазов или калинатровых полевых шпатов (что значительно реже), единичными зер-

http://jurassic.ru/

нами моноклинных пироксенов, магнетитом и хромитом, погруженных в интенсивно хлоритизированное или ожелезненное вулканическое стекло, составляющее от 5 до 30% объема породы. Из акцессорных минералов присутствует апатит.

Химический состав порфиритов учирской свиты (по данным Ю. М. Ковтуновича) приведен в табл. 3.

Таблица 3

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	48,94	51,04	51,84	62,19	53,79	54,08	55,36	56,22	57,82	58,10	62,13
TiO_2	0,77	0,74	0,52	0,37	0,53	0,77	0,37	0,37	1,02	0,41	0,36
Al_2O_3	16,16	17,30	18,16	15,93	15,57	16,63	16,01	16,59	17,10	17,36	17,96
Fe_2O_3	7,07	5,23	3,98	4,19	5,11	4,99	7,34	2,52	2,20	5,04	0,50
FeO	3,88	3,46	2,72	0,94	6,10	5,55	2,29	3,26	3,18	2,19	4,40
MnO	0,17	0,29	0,27	0,08	0,17	0,18	0,18	0,30	0,34	0,08	0,25
MgO	5,51	4,62	3,49	2,11	4,89	4,38	2,80	2,18	3,00	2,76	2,00
CaO	9,92	8,27	8,87	4,03	3,85	6,43	5,34	3,74	3,27	3,39	3,20
Na_2O	3,37	4,04	4,31	5,66	6,60	4,58	4,85	7,72	5,58	6,20	4,78
K_2O	1,69	2,29	1,44	2,11	0,04	0,66	1,83	4,82	4,94	2,23	2,39
H_2O	0,96	0,99	0,21	0,16	1,22	0,84	1,16	0,16	0,20	1,15	0,19
SO_3	0,05	0,03	0,06	0,03	0,07	0,04	0,03	—	—	0,02	0,08
P_2O_5	0,40	0,41	3,11	1,42	0,15	0,18	0,29	0,03	0,03	0,13	—
П.п.п.	1,61	1,41	0,94	1,29	1,78	1,12	1,99	2,22	1,40	1,12	1,28
Сумма	100,50	100,13	99,92	100,51	99,87	100,43	100,44	99,97	99,88	100,18	99,52

Примечание. 1—3—базальтовые порфириты, соответственно обр. 6568, 6568а и 6568б, р-н мыса Беллинсгаузена; 4 — андезитовый порфирит, обр. 6568в, р-н мыса Беллинсгаузена: 5 — базальтовый порфирит (обломок из туфов), обр 4384, низовье р. Томаринки; 6 — базальтовый порфирит, обр. 4453, устье р. Армейской; 7 — андезито-базальтовый порфирит, обр. 3985в, верховье р. Голяной; 8, 9 — андезитовые порфириты, обр. 3986, 3986а, верховье руч. Голечного: 10 — андезитовый порфирит (обломок в туфах), обр. 1533а, р-н г. Марс; 11 — андезитовый порфирит, обр. 6493б, р. Каменушки.

Для порфиритов учирской свиты наиболее характерно высокое содержание щелочей, что позволяет с некоторой условностью сопоставлять их с щелочными базальтоидами кирганикской и ирунейской свит Центральной Камчатки (Ротман, Марковский, 1965).

В кремнистых алевролитах и туфопесчаниках учирской свиты Ю. М. Ковтуновичем и В. Т. Шейко собраны: *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich., *I.* ex gr. *sachalinensis* Sok., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt, *Anomya* sp., остатки устриц, кардид и одиночных кораллов. Среди радиолярий А. И. Жамойда определены *Thecosphaera* cf. *votschvinensis* Lipm., характерные для вочвинского комплекса Корякского нагорья. В этих же образованиях Ф. Сайто обнаружены *Eupachydiscus* aff. *haradai* Jimbo.

На основании приведенных органических остатков учирская свита относится к верхнему кампану. В районах устья р. Учир и мыса Беллинсгаузена ей соответствуют слои Сибункоро, Моирэтомари и Ребункэнай, в Западно-Сахалинских горах — нижняя часть красноярковской свиты.

Заслоновская свита (по р. Заслонова) выделена в 1961 г. Ю. М. Ковтуновичем. Распространена в бассейнах рек Песковской, Нерпичьей, Суринки, Вестовой, Быстрой, Заслонова, Дмитриевки и Чайки, а также в средней части п-ова Терпения — в районе озер Туровского, Тихого, Низкобережного, Черемхового и Чан.

Взаимоотношения с подстилающей учирской свитой не установлены. В бассейне р. Клязьмы наиболее вероятен постепенный переход

http://jurassic.ru/

между свитами, проявляющийся в ослаблении кремнистости песчано-глинистых пород от учирской свиты к заслоновской.

На Охотском побережье в основании заслоновской свиты залегает пачка грубозернистых пород, являющаяся на мысе Беллинсгаузена переходными слоями от валунных туфоконгломератов учирской свиты к вышележащим песчано-глинистым отложениям заслоновской свиты. На мысе Гвоздева В. Т. Шейко и Ю. М. Ковтуновичем выявлен маломощный пласт прибрежно-морских туфогравелитов, залегающих с отчетливым размывом на кремнистых алевролитах учирской свиты и сменяющихся вверх по разрезу сильно разрушенными алевролитами, вероятно, заслоновской свиты (рис. 16).

Рис. 16. Песчано-алевролитовый флиш заслоновской свиты. Устье р. Нерпичьей. Фото Ю. М. Ковтуновича

В составе заслоновской свиты принимают участие темно-серые, реже зеленовато-серые алевролиты и аргиллиты, чередующиеся с подчинёнными им прослоями зеленовато-серых песчаников. В нижней части свиты песчаников значительно больше, нежели в верхней. Они нередко образуют тонкое флишоидное переслаивание с алевролитами с мощностью прослоев 0,05—0,1 *м*. В отдельных пачках песчаники преобладают над алевролитами или содержатся в равных количествах. В средней части свиты преобладают алевролиты, в верхней прослои песчаников почти отсутствуют и только у самой кровли вблизи контакта с покрывающей туровской свитой количество их и мощность вновь возрастают при заметном увеличении крупности зерен.

На мысе Попова и севернее в нижней части свиты присутствуют прослои и сравнительно мощные (до 50 *м*) пачки переслаивающихся гравелитов, конгломератов и песчаников, иногда выдержанные по мощности и прослеживающиеся по простиранию на несколько километров.

Для свиты характерны редкие прослои (до 3—4 *м*) пепловых туфов и туффитов кислого состава, встречающиеся в нижней и средней ее частях. В бассейнах рек Песковской, Кругозорной и Клязьмы породы свиты слегка окремнены, скорлуповаты и ожелезнены.

Наиболее полный разрез заслоновской свиты описан в 1960 г. Ю. М. Ковтуновичем вдоль берега Охотского моря западнее мыса Попова, где снизу вверх обнажаются:

http://jurassic.ru/

1. Алевролиты и аргиллиты темно-серые тонко переслаивающиеся с подчиненными им прослоями (до 0,05 *м*) песчаников зеленовато-серых, мелкозернистых. Более мощные прослои песчаников (0,2—0,4 *м*) повторяются в разрезе через каждые 0,5—1 *м*. Присутствуют редкие прослои (до 0,5 *м*) туффитов светло-серого цвета . . . . 132 *м*
2. Песчаники темно-серые, среднезернистые с обугленным растительным детритом по напластованию, гравием и обломками плагиоклазов, а также конкрециями и линзами известковистых песчаников более светлых и плотных . . . . 4,5 „
3. Тонкое переслаивание алевролитов темно-серых с маломощными (до 0,05 *м*) прослоями песчаников мелкозернистых зеленовато-серых . . 18 „
4. Песчаники темно-серые, среднезернистые, грубослоистые с обломками плагиоклазов, тонкими линзочками блестящего угля, конкрециями мергеля и известковистого песчаника, с пластами мощностью до 1 *м* среднегалечных конгломератов . . . . 4,5 „
5. Чередование туфопесчаников зеленовато-серых, мелкозернистых с прослоями мощностью 0,2—0,4 *м* темно-серых алевролитов . . . . 7 „
6. Тонкое переслаивание темно-серых алевролитов с зеленовато-серыми песчаниками. Мощность прослоев 0,05—0,1 *м* . . . . 13,5 „
7. Туфы пепловые, светло-серые, с тонкой горизонтальной или перекрестной слоистостью . . . . 2 „
8. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, слоистые иногда с редкими маломощными (до 0,05—0,3 *м*) прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников. В средней части алевролиты и песчаники образуют тонкое (до 0,05 *м*) флишоидное переслаивание . . . . 229,5 „
9. Песчаники темно-серые, среднезернистые с обломками блестящего угля, гравием и гальками по напластованию . . . . 3 „
10. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, слоистые с редкими прослоями мелкозернистых темновато-серых слоистых песчаников и с редкими мергелистыми конкрециями. В средней части тонкое флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников . . . . 231 „
11. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые с прослоями (до 0,4 *м*) мергеля и песчаников (до 0,1 *м*) зеленовато-серых, тонкозернистых . . 141 „
12. Туфы пепловые, светло-серые . . . . 3 „
13. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые с редкими маломощными (до 0,1 *м*) прослоями песчаников зеленовато-серых, тонкозернистых . 47 „
14. Аргиллиты и алевролиты темно-серые с крупными (до 0,5 *м*) мергелистыми конкрециями и редкими прослоями и пластами (до 1 *м*) мелкозернистых песчаников . . . . 470 „
15. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые, тонкослоистые, скорлуповатые, местами ожелезненные с большим количеством крупных (до 1,5 *м*) мергелистых конкреций . . . . 576 „
16. Туфы пепловые, светло-серые, известковистые . . . . 1 „
17. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые, скорлуповатые . . . . 96 „
18. Песчаники мелкозернистые, синевато-серые, известковистые . . . 2,5 „

Вскрытая мощность свиты 1950 *м*.

Алевролиты и аргиллиты заслоновской свиты темно-серые, иногда зеленовато-серые, как правило, тонкослоистые, местами (в северной части) слегка кремнистые, скорлуповатые и ожелезненные. Слоистость обычно тонкая, горизонтальная, образована послойным изменением крупности материала. В этих породах почти повсеместно, особенно в средней и верхней частях разреза, присутствуют крупные (до 1,5 *м* в диаметре) шарообразные и эллипсоидальные мергелистые конкреции, а также линзообразные прослои серого и темно-серого мергеля мощностью до 0,4—0,6 *м*.

Песчаники в подавляющем большинстве мелкозернистые, зеленовато-серые, тонкоплитчатые, нередко содержат обугленный растительный детрит по напластованию, обусловливающий тонкую горизонтальную и косоволнистую слоистость. Среднезернистые песчаники встречаются редко в виде более мощных прослоев. Эти породы чаще всего темно-серые, грубослоистые, толстоплитчатые, иногда известковистые, часто содержат мелкие включения плагиоклазов. Кластический материал песчаников (70—85% объема породы) представлен угловатыми и слабо окатанными обломками эффузивных и осадочных пород, разноцветных яшм, плагиоклазов, реже кварца, пироксенов и амфиболов.

http://jurassic.ru/

Присутствуют (до 5%) рогульчатые обломки вулканического стекла. Цемент глинистый, реже карбонатный. Тип цемента базальный, реже соприкосновения.

Гравелиты и конгломераты мелко-среднегалечные темно-серые и зеленоватые, плотные. Состоят из хорошо окатанных обломков зеленых кремнистых алевролитов, песчаников, эффузивов и интрузивных пород преимущественно основного состава, разноцветных яшм, аргиллитов, кварца и амфиболов, погруженных в глинистый или песчано-глинистый цемент порового типа.

Пепловые туфы кислого состава, светло-серые, плотные, местами слоистые за счет изменения крупности зерна. Слоистость обычно тонкая, горизонтальная, иногда ленточная и перекрестная. Состоят они из небольшого количества (до 10—20%) остроугольных обломков (0,1—0,01 *мм*) измененных кислых плагиоклазов, сильно измененных эффузивов среднего и кислого состава, вулканического стекла рогулевидной и дугообразной формы, зеленой роговой обманки, эпидота и апатита, погруженных в измененное вулканическое стекло, содержащее мелкие зерна рудных минералов.

В заслоновской свите, главным образом в мергелистых конкрециях, Ю. М. Ковтуновичем и Т. Д. Зоновой в разное время обнаружены хорошо сохранившиеся остатки пелеципод, гастропод, одиночных кораллов и ракообразных. В 1967 г. А. С. Шуваевым несколько севернее пос. Котиково собраны (определения В. Н. Верещагина и Т. Д. Зоновой) *Parallelodon (Nanonavis)* cf. *sachalinensis* Schmidt, *Acila* sp., *Gaudryceras* sp., остатки неопределимых аммонитов, позвонки рептилий.

На основании приведенных органических остатков заслоновская свита может быть отнесена к позднему кампану — маастрихту и сопоставлена с нижней и средней частями красноярковской свиты Западно-Сахалинских гор.

Туровская свита (по р. Туровке на п-ове Терпения) объединяет пачку грубообломочных пород, выделенную в 1961 г. Ю. М. Ковтуновичем. Туровская свита распространена в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор, южнее р. Нерпичьей, и обычно слагает водораздельные хребты и прибрежные гряды, прослеживаясь в виде узких полос в бассейнах рек Синдокана, Суринки, Вестовой, Варварки, Котиковой, Незабудки и многих других. Она обнажается также на мысах Буденовском, Поворотном, Топографов, Терпения и др.

Нижняя граница свиты проводится по подошве пласта грубозернистых песчаников или туфопесчаников мощностью более 3 *м*, местами переходящих в конгломераты и гравелиты, залегающего с размывом на алевролитах и аргиллитах заслоновской свиты.

В состав туровской свиты входят преимущественно средне- и крупнозернистые песчаники и туфопесчаники. Им заметно уступают гравелиты и конгломераты, тяготеющие главным образом к основанию свиты. Алевролиты и аргиллиты резко подчинены и совместно с мелкозернистыми песчаниками образуют маломощные (до 1—2 *м*) пачки тонкого флишоидного переслаивания. Только в верхней части свиты мощность пачек возрастает до 10—20 *м*. Алевролиты и аргиллиты местами содержат прослои каменных углей и углистых аргиллитов мощностью до 0,5—0,6 *м*. В средней и верхней частях свиты изредка встречаются маломощные (до 1—2 *м*) прослои светло-серых пепловых туфов и туффитов кислого состава.

Состав свиты не постоянен. Местами гравелиты и конгломераты полностью замещаются песчаниками и туфопесчаниками (верховье р. Незабудки, восточнее г. Чехова). В ряде пунктов (мысы Поворотный и Терпения) прослои алевролитов отсутствуют. Характерны до-

http://jurassic.ru/

вольно значительные внутриформационные размывы, обилие в породах обугленного растительного детрита и обломков плагиоклазов светлого цвета.

Наиболее полный разрез туровской свиты изучен Ю. М. Ковтуновичем вдоль берега залива Терпения, южнее устья р. Котиковой, где снизу вверх обнажаются (самая нижняя часть свиты срезана небольшим разрывом):

1. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые с обугленным растительным детритом . . . . 4 *м*
2. Гравелиты среднезернистые с маломощными (до 0,5 *м*) прослоями мелкозернистых гравелитов и песчаников с гравием . . . . 12,5 „
3. Туфопесчаники среднезернистые, желтовато-серые, местами с мелким гравием и обломками плагиоклазов . . . . 10 „
4. Переслаивание песчаников тонкозернистых, зеленовато-серых с алевролитами и гравелитами; мощность прослоев до 0,5 *м* . . . . . 5,5 „
5. Гравелиты мелкозернистые, сменяющиеся выше крупнозернистыми . . 4,5 „
6. Песчаники грубозернистые, зеленовато-серые с маломощными прослоями (до 0,02 *м*) алевролитов зеленовато-серых . . . . 23 „
7. Гравелиты крупнозернистые, переходящие вверх по разрезу в мелкозернистые . . . . 6 „
8. Переслаивание песчаников мелко- и тонкозернистых, зеленовато-серых, с подчиненными им по мощности прослоями (до 0,4 *м*) алевролитов тонкослоистых, содержащих растительный детрит и маломощные (до 0,05 *м*) прослои песчаников . . . . 2 „
9. Переслаивание песчаников и туфопесчаников мелко-, средне- и крупнозернистых с прослоями (0,5—2 *м*) гравелитов . . . . 26 „
10. Гравелиты мелко- и крупнозернистые с мелкими (до 0,1 *м*) и редкими мергелистыми конкрециями . . . . 5,5 „
11. Переслаивание песчаников средне- и крупнозернистых с алевролитами. Мощность пластов и прослоев песчаников 0,5—1 *м*, алевролитов — 0,1—0,2 *м* . . . . 2,5 „
12. Конгломераты среднегалечные с мелкими (до 0,1 *м*) мергелистыми конкрециями . . . . 4,5 „
13. Переслаивание песчаников и туфопесчаников (мощность прослоев до 2,5 *м*) различной зернистости с подчиненными им прослоями (до 1,5 *м*) гравелитов среднезернистых . . . . 28 „
14. Переслаивание, местами тонкое, песчаников и туфопесчаников мелко- и среднезернистых с резко подчиненными им по мощности прослоями алевролитов. Мощность прослоев песчаников до 2—4 *м*, алевролитов — до 0,2 *м* . . . . 34 „
15. Гравелиты и туфогравелиты среднезернистые, переслаивающиеся с более тонкими (до 2 *м*) прослоями песчаников и туфопесчаников средне- и грубозернистых. Присутствуют редкие прослои (до 0,5 *м*) алевролитов темно-серых . . . . 25 „
16. Переслаивание песчаников и туфопесчаников с редкими прослоями (до 0,05 *м*) алевролитов темно-серых . . . . 12 „
17. Гравелиты крупнозернистые, постепенно переходящие вверх по разрезу в песчаники с прослоями (до 0,2 *м*) алевролитов . . . . . . 6 „
18. П е р е р ы в . . . . 11 „
19. Песчаники грубозернистые, переходящие к кровле в мелко- и среднезернистые . . . . 5 „
20. Туфы кислого состава, пепловые . . . . 1,5 „
21. Песчаники и туфопесчаники мелко-грубозернистые с редкими прослоями (до 0,2 *м*) алевролитов. В основании — прослои (до 1—1,5 *м*) гравелитов мелкозернистых . . . . 8 „
22. Алевролиты темно-серые, слоистые с тонкими (до 0,05 *м*) прослоями песчаников . . . . 1,5 „
23. Туфопесчаники среднезернистые . . . . 4 „
24. Конгломераты среднегалечные, переходящие к кровле в гравелиты . . 8,5 „
25. Песчаники тонко- и мелкозернистые с подчиненными прослоями (до 0,5 *м*) алевролитов, реже гравелитов (до 2—3 *м*) . . . . . . 17 „
26. Тонкое ритмичное переслаивание песчаников тонкозернистых с алевролитами. Мощность прослоев до 0,1 *м* . . . . 9 „
27. Песчаники среднезернистые с редкими прослоями (0,3—0,4 *м*) песчаников тонко- и мелкозернистых, содержащих прослои (до 0,05 *м*) алевролитов 13 „
28. Алевролиты зеленовато-серые с редким гравием . . . . 21 „
29. Гравелиты мелко- и среднезернистые . . . . 10,5 „
30. Туфопесчаники грубозернистые, чередующиеся с прослоями (до 1 *м*) пес-

http://jurassic.ru/

	чаников мелкозернистых, содержащих линзы (до 0,05 *м*) алевролитов	10,5 *м*
31.	Гравелиты различной зернистости с редкими прослоями (до 1 *м*) песчаников мелкозернистых	19 „
32.	Алевролиты темно-серые и зеленовато-серые, слоистые с редкими овальными конкрециями мергеля (до 0,2 *м*)	19 „
33.	Гравелиты мелко- и крупнозернистые, переходящие к кровле в песчаники мелкозернистые	7,5 „
34.	Туфопесчаники грубозернистые, иногда переходящие в гравелиты с обилием крупных галек и валунов (до 0,3 *м*) зеленовато-серых алевролитов	47 „

Выше согласно залегает мощная (более 30 *м*) пачка зеленовато-серых алевролитов ольдонской свиты.

Вскрытая мощность свиты 424 *м*.

Полная мощность свиты около 500—550 *м*.

Песчаники и туфопесчаники туровской свиты в основном средне- и крупнозернистые, зеленовато-серые, иногда синеватые (на выветрелой поверхности светло-серые и серые), нередко слоистые и известковистые с грубым обугленным растительным детритом и обильной белой вкрапленностью плагиоклазов, что является характерным признаком туфопесчаников. Слоистость горизонтальная и косоволнистая, реже косая, однонаправленная с наклоном косых серий до 12—15°, обусловлена послойной ориентировкой растительного детрита или изменением крупности материала. В крупнозернистых разновидностях очень часто присутствуют крупные слабо окатанные обломки темно-серых и зеленовато-серых алевролитов, легко поддающихся выветриванию, в связи с чем на выветрелой поверхности образуются углубления, придающие породе кавернозный облик. Иногда присутствуют мелкие (до 0,1 *м*) шаровидные конкреции плотного известковистого песчаника, а также обломки и линзы (до 0,02 *м*) тонкоштриховатого, реже полосчатого угля. Состоят песчаники на 70—90% из угловатых и слабо окатанных обломков сильно измененных эффузивов среднего, основного, реже кислого состава, плагиоклазов (олигоклаз-андезина), яшм, алевролитов, в меньшей мере пироксенов, амфиболов, кварца и рогульчатых обломков (до 7—10%) бурого, нацело хлоритизированного вулканического стекла. Цемент хлоритовый, контактового, реже порово-контактового типа.

Конгломераты и гравелиты зеленовато-серые, плотные, часто известковистые, почти всюду содержат крупные полуокатанные обломки алевролитов и мергелистые конкреции (до 0,3 *м*) с остатками моллюсков. Обломочный материал представлен разноцветными яшмами, кремнистыми алевролитами иногда с остатками иноцерамов, порфиритами, спилитами, песчаниками, сиенитами, гранитами, частью щелочными габбро-диоритами и известняками. Гравий и гальки имеют округлую или сплюснутую форму и сравнительно хорошую окатанность. Цемент песчаный, часто известковистый.

Алевролиты и аргиллиты мало чем отличаются от соответствующих пород заслоновской свиты.

На мысе Буденновском в алевролитах и аргиллитах туровской свиты А. С. Шуваевым в 1966 г. обнаружены (определения В. А. Вахрамеева): *Nilssonia yukonensis* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki. *M. cuneata* (Newb.) Chaney, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Corylus* aff. *insignis* Heer, *Magnolia* sp., *Ginkgo* sp., ископаемые орехи.

В верхней части туровской свиты, несколько севернее пос. Котиково, в мергелистых конкрециях Ю. М. Ковтуновичем собраны: *Gaudryceras* cf. *tenuiliratum* Yabe var. *intermedia* Yabe, *G.* cf. *tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Acila* sp., чешуя рыб, зуб акулы и остатки двудольных растений.

http://jurassic.ru/

Вышеперечисленные органические остатки позволяют отнести туровскую свиту к верхам кампана или к маастрихту. В Западно-Сахалинских горах ей, видимо, соответствует средняя часть красноярковской свиты.

Ольдонская свита (по р. Ольдон) выделена в 1960 г. Ю. М. Ковтуновичем. Ольдонская свита распространена в бассейнах рек Долгой, Котиковой, Учир, Суринки, Ольдона, Валуйки, Кряжовки, а также на п-ове Терпения к востоку от долготы мыса Буденновского. С подстилающей туровской свитой связана постепенным переходом. Граница

Рис. 17. Лежачие складки в ольдонской свите. Зап. берег полуострова Терпения. Устье р. Чеховки. Фото Ю. М. Ковтуновича

между свитами условно проводится по кровле пласта крупнозернистых песчаников или туфопесчаников мощностью более 1—2 *м*.

Ольдонская свита по составу весьма напоминает заслоновскую. Она состоит из зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов, чередующихся с подчиненными им тонко- и мелкозернистыми песчаниками зеленовато-серого цвета. Песчаники приурочены главным образом к нижней части свиты. В северном направлении наряду с мелкозернистыми и крупнозернистыми песчаниками появляются гравелиты и конгломераты, образующие с песчаниками и алевролитами выдержанные по простиранию пачки переслаивания мощностью до 20—50 *м*. К нижней части свиты приурочены пласты (до 3—4 *м*) пепловых туфов и туффитов кислого состава (рис. 17).

Алевролиты и аргиллиты ольдонской свиты преимущественно зеленовато-серые, реже темно-серые, скорлуповатые и щебенчатые, иногда тонкослоистые за счет послойного изменения крупности зерна. В них почти всюду присутствуют эллипсоидальные конкреции и прослои мергеля мощностью до 0,6 *м*. Особенно много их в средней части свиты. В конкрециях часто содержится обугленный растительный детрит, а в центре их иногда располагаются минерализованные или обугленные стволы деревьев (до 0,1 *м* в диаметре) с отчетливо различимыми годичными кольцами. Реже встречаются остатки ракообразных, ацил и аммонитов. Алевролиты состоят из остроугольных обломков (до 70—80% породы) плагиоклазов (олигоклаз-андезина), сильно измененных

http://jurassic.ru/

эффузивов среднего, реже кислого состава, в меньшей мере вулканического стекла, серицита, биотита, пироксенов и апатита. Цемент бурый хлорито-глинистый, типа соприкосновения или базальный.

Песчаники свиты преимущественно тонко- и мелкозернистые, зеленовато-серые, часто тонкоплитчатые, известковистые и слоистые. Слоистость чаще всего тонкая, горизонтальная, обусловленная изменением крупности зерна или послойной ориентировкой обугленного растительного детрита. Среднезернистые разновидности отличаются темно-серым цветом и наличием мельчайших обломков светло-серых и белых плагиоклазов (рис. 18).

Песчаники состоят из угловатых и слабо окатанных обломков сильно измененных эффузивов среднего и кислого состава, плагиоклазов

Рис. 18. Выход на поверхность ольдонской свиты в обнажении на восточном берегу полуострова Терпения. Фото Ю. М. Ковтуновича

(андезина), кварца, вулканического стекла, значительно реже аргиллитов, кремнистых пород, биотита и единичных зерен микроклина и глауконита. Сортировка обломочного материала удовлетворительная. Цемент хлоритовый, реже карбонатный, типа выполнения или соприкосновения.

В мергелистых конкрециях ольдонской свиты восточнее пос. Котиково и вблизи мыса Жуковского Ю. М. Ковтуновичем собраны *Hypophylloceras* ex gr. *subramosum* Shim., *Parallelodon* sp., *Nucula* sp., *Acila* sp., остатки белемнитид, развернутых аммонитов, ракообразных и наутилоидей, а южнее мыса Топографов и в районе мыса Обширного в тонкослоистых песчаниках нижней части свиты обнаружены остатки пелеципод, гастропод, морских ежей, ракообразных и одиночных кораллов. Приблизительно в этих же слоях А. С. Шуваевым найден аммонит *Pachydiscus* aff. *gollevillensis* Orb. По мнению В. Н. Верещагина, слои с этим аммонитом относятся к зоне *Pachydiscus gollevillensis, P. subcompressus,* самой верхней зоне мела Тихоокеанской биогеографической области, т. е. примерно к позднему маастрихту.

Возраст ольдонской свиты по ископаемым остаткам скорее всего маастрихтский, а ее верхняя часть может быть и датской. Мощность свиты оценивается примерно в 2000 *м*. В Западно-Сахалинских горах ольдонской свите, вероятно, соответствуют верхи нижней подсвиты и верхняя часть красноярковской свиты.

http://jurassic.ru/

Полуостров Шмидта

В пределах п-ова Шмидта верхнемеловые отложения слагают Восточный хребет, горную группу Три Брата и наиболее возвышенные участки Западного хребта. Они разделяются на свиты: тойскую, томинскую и славянскую (рис. 19). На мысе Марии выделяются нерасчлененные верхнемеловые образования, к ним же отнесены породы позднемелового возраста, вскрытые глубокими буровыми скважинами южнее п-ова Шмидта в районе пос. Троптун, г. Охи и пос. Катангли.

Тойская свита распространена в северной части Восточного хребта и в верховье р. Валовской. Наиболее хорошо она обнажена на побережье залива Северного, вблизи устья р. Той. Взаимоотношения свиты с подстилающими мезозойскими образованиями не ясны. Свита состоит из черных и темно-серых рассланцованных аргиллитов и алевролитов, с многочисленными тонкими (0,5—2 *см*) пропластками серых мелкозернистых полимиктовых песчаников и редких маломощных (до 0,1 *м*) прослоев серых окремненных алевролитов.

В 5 *км* южнее мыса Бакланьего обнажается средняя часть свиты, которая состоит из следующих пачек (снизу вверх):

1. Аргиллиты и алевролиты массивные или неяснослоистые с остатками *Inoceramus* cf. *yabei* Nagao et Mat. . . . . 70 *м*
2. Аргиллиты тонкослоистые, с пропластками мелкозернистых песчаников и редкими прослоями окремненных алевролитов . . . . 180 „
3. Чередование (через 0,1—1,0 *м*) аргиллитов и алевролитов слоистых окремненных . . . . 70 „

Мощность свиты (без нижних слоев) на севере Восточного хребта до 700 *м*, а в верховьях р. Валовской до 400 *м*.

В свите кроме упоминавшегося *Inoceramus* cf. *yabei* Nag. et Mat. в верхней ее части найдены *Inoceramus* ex gr. *crippsi* Mant. и *I*. cf. *pictus neocaledonicus* Yeannet (определения Т. Д. Зоновой). Первый характерен для айской свиты Южного Сахалина — зона *Inoceramus dunveganensis aiensis*. (Зонова, 1965) и Японии — зона Inoceramus aff. crippsi (Матсумото, 1959), а второй известен из сеноманских отложений Новой Каледонии и Северо-Западной Камчатки. По возрасту тойская свита сопоставляется с айской свитой Южного Сахалина.

Томинская свита, впервые выделенная Е. М. Смеховым, распространена в Восточном хребте и на его западных отрогах. На подстилающей тойской свите она залегает согласно, хотя граница между ними очень четкая и резкая. Эта граница совпадает с подошвой 8—10-метровой пачки псаммитовых туфов, обнажающихся вблизи устья р. Юму, в нижнем течении р. Левки и в верховье р. Валовской. Свита делится на три подсвиты. Нижнетоминская подсвита состоит из темно-серых и зеленовато-серых псефито-псаммитовых и агломератовых туфов, темно- и зеленовато-серых туфогенных и граувакковых песчаников, серых полимиктовых песчаников, темно-серых аргиллитов и алевролитов.

Вблизи мыса Бакланьего подсвита, имеющая мощность около 900 *м*, образована частым чередованием туфов, песчаников, аргиллитов и алевролитов (мощность слоев от 3 до 40 *м*).

Южнее, в верховьях рек Валовской, Орлиной, Томи и Пильво, мощность подсвиты сокращается, а количество аргиллито-алевролитовых пачек уменьшается. Здесь заметно преобладают кристалло-литокластические туфы. Общая мощность подсвиты уменьшается до 350—400 *м*, что вызвано, по-видимому, близостью области сноса.

Среднетоминская подсвита представлена темно-серыми слоистыми аргиллитами и алевролитами, похожими на породы тойской свиты, с резко подчиненными прослоями светло-серых, сильно окремненных

http://jurassic.ru/

алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников. На севере близ мыса Старого аргиллиты и алевролиты, заключающие иногда примесь песчаного материала, образуют довольно монотонную слоистую толщу мощностью 650—700 *м*. На юго-востоке, в бассейне р. Томи, в породах подсвиты заметно увеличивается содержание песчаной примеси и появляются пласты (до 2 *м*) мелкозернистых полимиктовых, иногда туфогенных песчаников и редкие глинисто-карбонатные конкреции. Мощность подсвиты сокращается до 400—500 *м*.

Верхнетоминская подсвита сложена темно-серыми, псаммитовыми туфами, темно-серыми и черными аргиллитами и алевролитами, серыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками с пластами серых и зеленовато-серых кремнистых пород. В основании подсвиты обычно залегает пласт туфогенных песчаников или туфов, подошва которого принимается за ее нижнюю границу. Мощность верхнетоминской подсвиты на мысе Елизаветы около 700 *м*. Южнее, в верховьях рек Урмус, Варкорт и Вилюйки, в составе подсвиты уменьшается содержание аргиллитов и алевролитов и увеличивается мощность пластов туфов и песчаников. Общая мощность подсвиты здесь до 500 *м*. В среднем течении р. М. Лонгри обнажаются только самые низы подсвиты, сложенные в основном мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками.

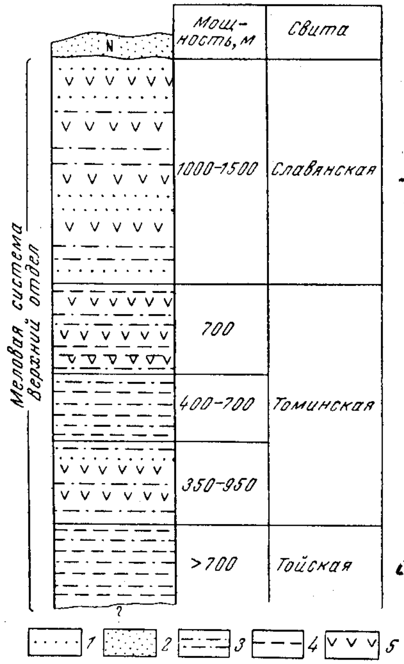


Рис. 19. Стратиграфический разрез меловых отложений на полуострове Шмидта

1 — песчаники; 2 — пески; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — туфы

В томинской свите найдены многочисленные остатки иноцерамов. В нижнетоминской подсвите около мыса Бакланьего обнаружены: *Inoceramus repressius* Zon. (MS), *I. gradilis* Perg., *I.* ex gr. *tenuis* Mant., в верховье р. Орлиной — *Inoceramus* cf. *repressius* Zon. (MS).

В среднетоминской подсвите на мысе Елизаветы найдены: *Inoceramus* cf. *repressius* Zon. (MS), *I.* cf. *yabei* Nag. et Mat., а в верхнетоминской подсвите — *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *I. pressulus* Zon. (MS), *I.* cf. *tenuis* Mant. и обломки аммонита *Anagaudryceras* cf. *sacya* Forbes.

Приведенные выше остатки фауны позволяют сопоставить эти отложения с зоной Inoceramus nipponicus или с зоной Inoceramus pressulus Южного Сахалина (Зонова, 1965). Возраст томинской свиты определяется как позднесеноманский, а ее аналогом на Южном Сахалине является найбинская свита. Ранее возраст свиты считался альбским (Смехов, 1953).

Славянская свита распространена в пределах горной группы Три Брата, в верховьях рек Водопадной, Конги и Шонги и по притокам р. Пильво. Она сложена серыми, желтовато- и зеленовато-серыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками, серыми алевролитами и гравелитами, темно-серыми дацитовыми порфирами, их туфами и андезито-базальтовыми порфиритами, реже серыми и светло-серыми органогенно-обломочными известняками. Самые нижние слои свиты не установлены, так как контакт вскрыт под неогеновыми отложениями.

http://jurassic.ru/

На востоке п-ова Шмидта свита по р. Славянке, левому притоку р. Пильво, представлена следующими пачками (снизу вверх):

1. Дацитовые порфиры и их туфы . . . . 70 *м*
2. Песчаники туфогенные мелко- и среднезернистые, внизу грубозернистые . 200 „
3. Чередование туфогенных мелкозернистых песчаников и органогенно-обломочных известняков (10—20 *м*). Известняки содержат мшанки из отрядов Cydostomata (*Lobosoecia* sp., *Meliceritites* sp., *Ditaxia* sp. и *Cheilostomata*, (определения Ю. М. Феофановой), а также обломки раковин *Ostrea* sp., indet. и члеников криноидей . . . . 180 „
4. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые, заключающие гальку изверженных пород и обугленный растительный детрит, чередующиеся с алевролитами. В верхах слоя — линзочки и пропластки каменного угля (до 0,2 *м*), а также один пласт угля (1,3 *м*) сложного строения . . 550 „

Мощность свиты 1000 *м*.

Южнее мощность свиты возрастает до 1200 *м* за счет увеличения мощности первой пачки до 250—350 *м*. В нижней части ее появляются покровы андезито-базальтовых порфиритов.

На западе, в верховьях рек Водопадной и Шонги, свита сложена песчаниками мелко- и среднезернистыми полимиктовыми, иногда туфогенными, вверху с прослоями (до 1—2 *м*) алевролитов, заключающих растительный детрит, редкие линзы и пласты (до 1 *м*) углистых аргиллитов. Мощность свиты 1400—1500 *м*.

В песчаниках и алевролитах по рекам Водопадной и Шонги Е. М. Смеховым и Н. С. Ерофеевым в 1934—1936 гг. собраны: *Nilssonia alaskana* Holl., *N. sachalinensis* Krysht., *N. serotina* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* sp., *Magnolia tennifolia* Lesq., *Viburnum multinervum* Heer, *Phyllites* sp. (определения А. Н. Криштофовича и А. И. Поярковой).

Г. С. Ведерниковым и В. П. Мытаревым там же и по руч. Лунному в 1965 г. обнаружены: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Protophyllocladus polymorphus* (Lesq.) Berry, *Thuja cretacea* (Newb.) Heer, *Metasequoia cuneata* (Newb.) *Chaney*, *Populus* sp., *Elatocladus* sp., *Protophyllum* sp., *Menispermites* sp., которые, по мнению В. А. Вахрамеева, сходны с флорами из арковской и жонкьерской свит Среднего Сахалина (район Александровска и южнее), имеющих соответственно коньякский и сантон-раннекампанский возраст. Славянская свита, таким образом, может быть сопоставлена по возрасту со средней и верхней подсвитами быковской свиты Южного Сахалина.

Верхнемеловые нерасчлененные образования выделяются на мысе Марии, северо-западной оконечности п-ова Шмидта. Они представлены кислыми, средними и основными эффузивами, их туфами и агломератами с прослоями туффитов и окремненных туфогенных алевролитов. Взаимоотношения их с другими верхнемеловыми отложениями не установлены, так как контакт скрыт под неогеновыми отложениями. Не совсем ясна и стратиграфическая последовательность пород: можно лишь отметить, что вулканические образования среднего состава приурочены к нижней части толщи, образования основного состава — к верхней части, а вулканические породы кислого состава встречаются по всему разрезу толщи.

Вулканические образования кислого состава представлены светлосерыми плотными риолитоидными дацитовыми порфирами (кварцевыми альбитофирами?), их туфами и агломератами. Среди пород среднего состава преобладают темно-серые и зеленовато-серые кварцевые и нормальные трахиандезитовые порфириты, им подчинены бурые и серовато-зеленые туфы и пестроцветные вулканические брекчии. Из основных пород наиболее распространены зеленовато-серые альбитизированные

http://jurassic.ru/

базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, реже встречаются агломераты, зеленовато-серые туфы и темно-серые альбитизированные диабазы.

Формы залегания эффузивных образований разнообразны: покровы, купола, дайки и пластовые инъекции. Излившиеся породы и экструзии связаны постепенными переходами и дают непрерывный ряд пород с расплывчатыми границами. Видимая мощность вулканических образований не менее 1800 *м*.

У мыса Шмидта в окремненных туфогенных алевролитах, залегающих среди основных эффузивов, Г. С. Ведерниковым и В. П. Мытаревым были обнаружены реликты радиолярий, принадлежащих к родам *Cenosphaera, Porodiscus, Stylodictya, Dictyastrum, Crucidiscus?, Tricolocapsa*?, *Dictyomitra, Lithocampe*?, *Stichocapsa* (определения А. И. Жамойды), встречающимся в позднем мезозое. Севернее устья р. Аду в псефитовых туфах были найдены остатки члеников криноидей (семейство Pentacrinida), наиболее характерных для отложений мелового возраста. Определение абсолютного возраста трахиандезитовых порфиритов (99 млн. лет) близ мыса Марии, выполненное в лаборатории ДВГУ, позволяет, с учетом фаунистических данных, датировать возраст вулканических образований как позднемеловой.

Вблизи пос. Троптун верхнемеловые отложения вскрыты в сводовой части брахиформной антиклинали тремя скважинами на глубинах 1300 *м* (скв. 3), 1472 *м* (скв. 6) и 1650 *м* (скв. 5). Они представлены переслаивающимися темно-серыми алевролитами и тонкоплитчатыми глинистыми песчаниками с обугленным растительным детритом и редкими обломками призматических слоев иноцерамов. Вскрытая мощность не более 200—300 *м*. В керне скв. 6 Н. А. Волошиновой обнаружено несколько экземпляров *Haplophragmoides excavata* Cashman, известных из меловых отложений Америки. Эти отложения условно могут быть сопоставлены со славянской свитой.

В районе г. Охи верхнемеловые отложения вскрыты тремя скважинами на глубинах 1600 *м* (скв. 1050), 1710 *м* (скв. 1003) и 1820 *м* (скв. 1014). Они представлены толщей песчаников и алевролитов (вскрытая мощность 1100 *м*), перекрытой туфобрекчиями и туфопесчаниками (90 *м*) и андезитами (180 *м*). В песчаниках и алевролитах отмечаются обломки призматического слоя раковин иноцерамов (скв. 1014) и остатки раковины *Trigonia* (скв. 1003). Осадочные породы условно сопоставляются со славянской свитой, а вулканогенные — с верхнемеловыми нерасчлененными образованиями, развитыми на мысе Марии.

В районе пос. Катангли верхнемеловые отложения установлены в скв. 700 на глубине около 1900 *м*. Низы толщи сложены алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников (вскрытая мощность 300 *м*), а верхи — туфогенными песчаниками с растительным детритом (400 *м*). В туфогенных песчаниках присутствуют обломки раковин радиально-ребристых иноцерамов, среди которых И. А. Тепловым определен *Inoceramus schmidti* Mich., что позволяет считать содержащие их породы позднекампанскими и аналогами низов красноярковской свиты.

Северо-запад Сахалина

На северо-западе Сахалина, в Лангрыйском районе, на поверхность выходят неогеновые и четвертичные отложения. Однако, как показали проведенные в последние годы буровые работы, под чехлом неогеновых отложений залегают меловые образования. Буровыми скважинами на Музьминской и Сладкинской площадях выявлена тол-

http://jurassic.ru/

ща существенно вулканогенных образований мощностью, по данным скв. 2, более 700 *м*. Эта толща состоит из темно-серых и темно-зеленых базальтовых порфиритов, андезито-базальтов и спилитов с пластами сильно измененных туффитов и туфов основного и среднего состава.

В пределах Центрально-Тамлевской площади в параметрической скв. 1 ниже подошвы мачигарской свиты (в интервале глубин 2400—2900 *м*) встречена вулканогенная толща мощностью около 370 *м*. Она состоит из двух пачек. Стратиграфически нижняя пачка сложена чередованием темно-зеленых андезито-дацитов, дацитов и порфиров, псаммито-псефитовых туфов, андезито-дацитов и пластов вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих обуглившийся растительный детрит. Верхняя пачка состоит из пластов зеленых и буровато-коричневых мелко-среднегалечных конгломератов, серых полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, содержащих пирокластический материал, темно-серых алевролитов и черных аргиллитов, с рассеянным обуглившимся материалом.

Верхняя пачка сложена главным образом продуктами перемыва эффузивов и их туфов среднего и кислого состава.

При испытании скважины в 1968 г. из верхней и нижней пачек получены незначительные притоки нефти.

Возраст этих отложений не ясен. По аналогии со смежными районами Северного Сихотэ-Алиня, возможно, эти образования являются верхнемеловыми или палеогеновыми.

* *
*

Выше были рассмотрены меловые отложения, распространенные в различных частях о. Сахалин. Как можно заметить, наиболее полно меловые отложения, главным образом верхнемеловые, представлены в пределах Главного мелового поля, т. е. в Западно-Сахалинских горах. Они также наилучше охарактеризованы палеонтологически и поэтому их разрез рассматривается как опорный или как эталон, пригодный для сравнения не только с разрезами других районов Сахалина, но также и с разрезами большинства районов советского Дальнего Востока и окружающих зарубежных стран. Здесь устанавливаются не только зоны, но и ярусы севера Тихоокеанской биогеографической области (Верещагин, 1956). В табл. 4 приведено сопоставление главнейших разрезов меловых отложений Сахалина между собой, с подразделениями, выделенными в пределах Тихоокеанской биогеографической области, и с подразделениями единой шкалы. За основу сопоставления выбран разрез меловых отложений южной части Сахалина, где он более полон и представлен морскими палеонтологически охарактеризованными отложениями. На севере острова в пределах даже Главного мелового поля часть морских отложений замещается континентальными угленосными толщами и поэтому этот разрез не рассматривается как эталонный или опорный.

На юге меловые отложения расчленяются на следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): айская и найбинская свиты, быковская свита с тремя подсвитами и красноярковская свита с двумя подсвитами. Из этих отложений айская свита или, возможно, только ее нижняя и средняя части по возрасту соответствуют раннему мелу, остальные же, несомненно, являются позднемеловыми. Найденные в айской свите остатки *Cleoniceras* (?) sp., *Orbitolina* sp. и др. позволяют предположительно нижние ее части рассматривать как альбские.

Вышележащие отложения в пределах всего Главного мелового поля залегают последовательно, согласно, без каких-либо значительных

http://jurassic.ru/

перерывов в отложении. Только в основании краснояркoвской свиты имеются базальные конгломераты, возможно указывающие на предшествующее им поднятие соседнего района и незначительный размыв.

В основании этой единой верхнемеловой толщи обнаружены остатки *Acanthoceras hippocostanum* Sow. и *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., а также *Turrilites* cf. *costatus* Lam., указывающие примерно на синхронность слоев с этой фауной сеноманскому веку. В верхах верхнемеловой толщи обнаружены *Pachydiscus* cf. *neubergicus* Hauer и *P.* ex gr. *gollevillensis* Orb. Слои с этой фауной по возрасту примерно соответствуют середине маастрихта. Таким образом, очевидно, вся толща соответствует позднему мелу — от сеномана и до маастрихта. Но так как выше слоев с этими пахидискусами залегают еще слои, не содержащие аммонитов, иноцерамов и тригоний, можно предположительно считать их синхронными датским отложениям Европы. Между этими фаунистическими горизонтами залегают слои, обычно содержащие многочисленные остатки аммонитов, иноцерамов, фораминифер и другой фауны. Однако корреляция их даже по комплексам фауны с подразделениями единой шкалы затруднительна, так как сама фауна характерна для позднемеловой Тихоокеанской биогеографической области и не характерна ни для Средиземноморской, ни для Европейской биогеографических областей.

Для средней и верхней частей найбинской свиты особенно характерны остатки, встречающиеся в больших количествах: *Inoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *I. pressulus* Zonova, *I. gradilis* Perg., *Parajubertella kawakitanum* Mat., *Anagaudryceras sacya* Forbes, *Turrilites* cf. *costatus* Lam., *Acanthoceras hippocostanum* Sow., *Mikasaites orbicularis* Mat., *Desmoceras (Pseudouligella) yaponicus* Mat., *Marschallites* sp. Эти слои получили название зоны Inoceramus nipponicus.

В составе нижней подсвиты быковской свиты выделяются три фаунистических горизонта. В первой пачке свиты обнаружены: *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicus* Mat., *Anagaudryceras sacya* Forbes, *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek, *Epigoniceras epigonum* Kossmat, *Inoceramus concentricus* Park. var. *costatus* Nag. et Mat. В четвертой пачке выделяется горизонт с *Scalarites scalare* Yabe, *Scaphites pseudoplanus* Yabe, *Sc. puerqulus* Yabe var. *teshioensis* Yabe, *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek, *Epigoniceras epigonum* Kossmat, *Inoceramus concentricus* Park. var. *costatus* Nag. et Mat., *Inoceramus iburiensis* Nag. et Mat., *I. hobetsensis* Nag. et Mat. Эти слои с фауной получили название зоны Inoceramus iburiensis и Jimboiceras planulatiforme.

В пятой пачке кроме перечисленных форм присутствуют: *Nipponites mirabilis* Yabe и *Jimboiceras planulatiforme* Jimbo. Эта пачка, очевидно, относится к той же зоне, что и вышележащая.

В средней подсвите быковской свиты обнаружен большой комплекс аммонитов и иноцерамов, встречающихся отчасти и в нижней подсвите и в вышележащей верхней подсвите: *Nipponites mirabilis* Yabe, *Jimboiceras planulatiforme* Jimbo, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek, *Phyllopachyceras ezoense* Yok., *Epigoniceras epigonum* Kossmat, *Neopuzosia ishikawai* Jimbo, *Peroniceras* sp., *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus mihoensis* Mat., *I. uwajimensis* Jeh., *I. naumanni* Yok., *Patella (Anysomion)* sp., *Scurria cassidaria* Yok. и др. Однако слои с *Jimboiceras planulatiforme* Jimbo и *Nipponites mirabilis* Yabe занимают стратиграфически более низкое положение, чем слои с *Ino-*

http://jurassic.ru/

<table>
<tr><th rowspan="3">Система</th><th rowspan="3">Отдел</th><th rowspan="3">Ярус</th><th colspan="10">Западно-Сахалинские горы. Главное меловое поле</th></tr>
<tr><th colspan="2">Бассейн рек Найбы и Ай (Быковский район)</th><th colspan="2">Бассейн р. Сусуи и Холмское шоссе</th><th colspan="2">Полуостров Крильон</th><th colspan="2">Междуречье Лесная—Гастелловка</th><th colspan="2">Междуречье Гастелловка—Агнево</th></tr>
<tr><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th></tr>
<tr><td rowspan="8">Меловая</td><td rowspan="7">Верхний</td><td>Датский</td><td rowspan="3">Красноярковская свита</td><td>верхняя подсвита (синегорская)</td><td rowspan="3">Красноярковская свита</td><td>верхняя подсвита (синегорская)</td><td rowspan="3" colspan="2">Красноярковская свита</td><td rowspan="3">Красноярковская свита</td><td>верхняя подсвита (бошняковская)</td><td rowspan="3">Красноярковская свита</td><td>верхняя подсвита (бошняковская)</td></tr>
<tr><td>Маастрихтский</td><td rowspan="2">нижняя подсвита</td><td rowspan="2">нижняя подсвита</td><td rowspan="2">нижняя подсвита</td><td rowspan="2">нижняя подсвита</td></tr>
<tr><td>Кампанский</td></tr>
<tr><td>Сантонский</td><td rowspan="3">Быковская свита</td><td>верхняя подсвита</td><td rowspan="3" colspan="2">Быковская подсвита</td><td rowspan="3">Быковская свита</td><td></td><td rowspan="3">Быковская свита</td><td>верхняя подсвита (жонкьерская)</td><td colspan="2">Жонкьерская свита</td></tr>
<tr><td>Коньякский</td><td>средняя подсвита</td><td rowspan="2">верхняя подсвита</td><td>средняя подсвита (верблюжегорская)</td><td colspan="2">Верблюжегорская свита</td></tr>
<tr><td>Туронский</td><td>нижняя подсвита</td><td></td><td colspan="2">Тымовская свита</td></tr>
<tr><td>Сеноманский</td><td colspan="2">Найбинская свита</td><td colspan="2">Найбинская свита</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td><td rowspan="2" colspan="2">Побединская свита</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td>Альбский</td><td colspan="2">Айская свита</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

http://jurassic.ru/

Таблица 4

Сахалина: Междуречье Агнево—Хоэ	Тонино-Анивский полуостров	Полуостров Терпения	Восточно-Сахалинские горы	Полуостров Шмидта	Стратиграфические подразделения меловых отложений Тихоокеанской биогеографической области: Зоны и слои	Ярусы
Красноярковская свита	?	?	?		Слои с *Thyasira* sp.	Синегорский
Красноярковская свита	?	Котиковская серия: Ольдонская свита	Рымникская серия: Березовская свита		*Pachydiscus* aff. *gollevillensis* и *P. subcompressus*	Загорский
Красноярковская свита	?	Котиковская серия: Туровская свита	Рымникская серия: Березовская свита	Славянская свита	*Canadoceras kossmati* и *C. misticum* *Inoceramus schmidti*	Красноярковский
Жонкьерская свита	?	Котиковская серия: Заслоновская свита; Учирская свита	Рымникская серия: Березовская свита; Ракитинская свита	Славянская свита	Anapachydiscus naumanni Inoceramus mihoensis	Сахалинский
Жонкьерская свита; Арковская свита	?; Быковская свита: средняя подсвита ?	?	Ракитинская свита	Славянская свита; ? ; Томинская свита	*Inoceramus uwajimensis*	Леонидовский
Арковская свита; Тымовская свита	Быковская свита: средняя подсвита; нижняя подсвита		Богатинская свита	Томинская свита	*Inoceramus iburiensis* и *Jimboiceras planulatiforme*	Быковский
Тымовская свита; Побединская свита	Быковская свита: нижняя подсвита; Найбинская свита		?	Томинская свита	*Inoceramus nipponicus*	Найбинский
Побединская свита	Найбинская свита			Тойская свита		

http://jurassic.ru/

ceramus uwajimensis и *Peroniceras,* а слои с *Inoceramus mihoensis* занимают стратиграфически еще более высокое положение.

Слои с *Inoceramus uwajimensis* получили наименование зоны Inoceramus uwajimensis, а слои с *Inoceramus mihoensis* — наименование зоны Inoceramus mihoensis.

Верхняя подсвита быковской свиты является наиболее богатой по количеству и разнообразию органических остатков. В ее составе появляются многочисленные представители (иногда очень крупных размеров) пахидисцид, развернутых аммонитов и представителей литоцератид. В ней найдены: *Hypophylloceras subramosum* Shimizu, *H.* aff. *hetonaiense* Mat., *H. compressus* Mat., *Phyllopachyceras ezoense* Yok., *Epigoniceras glabrum* Jimbo, *E. epigonum* Kossmat, *Anagaudryceras yokoyamai* Yabe, *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G. denseplicatum* Jimbo var. *intermedia* Yabe, *G. denseplicatum* Jimbo var. *kawadai* Mat., *G. tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *G. tenuiliratum* Yabe var. *frequens* Yabe, *G. striatum* Yabe var. *paucistriata* Mat., *Polyptychoceras obstrictum* Jimbo, *P. pseudogaultinum* Yok., *P. yubarense* Yabe, *P. haradanum* Yok., *P. jimboi* Mat., *Hyphantoceras oshimai* Yabe, *Bostrichoceras serpentinum* Mat., *Neocrioceras spinigerum* Jimbo, *Damesites damesi* Jimbo, *D. sugatus* Forbes, *Hauericeras (Gardeniceras) angustum* Yabe, *Neopuzosia ishikawai* Jimbo, *Parapuzosia (Mezopusia) japonica* Yabe, *P. (M.) comacana* Mat., *Kossmaticeras japonicum* Yabe, *K. (Jokoyamaoceras) jimboi* Yabe, *Anapachydiscus sutneri* Yok., *A. fascicostatus* Yabe, *Anapachydiscus naumanni* Yok., *A. yezoensis* Yabe, *Eupachydiscus haradai* Jimbo, *Menuites menu* Forbes, *M. naibutiensis* Mat., *M. rotalinoides* Yabe, *Inoceramus naumanni* Yok,. *I. ezoensis* Yok., *I. amakusensis* Nag. et Mat., *I. yokoyamai* Nag. et Mat., *I. orientalis* Sok. var. *ambiguus* Nag. et Mat., *I. japonicus* Nag. et Mat., *Scurria cassidaria* Yok., *Propeamussium cowperi* Waring. Слои с этой фауной получили название зоны Anapachydiscus naumanni.

Краснояркoвская свита включает в себя три характерных комплекса фауны. В нижней части свиты (в нижней ее подсвите) в Быковском районе содержатся остатки обширной группы радиально-ребристых иноцерамов: *Inoceramus schmidti* Mich., *I. sachalinensis* Sok., *I. orientalis* Sok., *I.* aff. *patootensis* Lor., *Anomia* sp., а также аммониты: *Hypophylloceras* ex gr. *ramosum* Meek, *Phyllopachyceras ezoense* Yok., *Ryugasella ryugasense* Mat., *Pseudoxybeloceras quadrinodosum* Jimbo, *Pachydiscus* sp., *Canadoceras kossmati* Mat., *C. misticum* Yabe, *Menuites rotalinoides* Yabe и гастроподы *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt var. *depressa* Schmidt, *P. (Helcion) gigantea* Schmidt var. *nasuta* Schmidt, *P. (Helcion) gigantea* Schmidt var. *centralis* Schmidt. Эти слои получили название зоны Inoceramus schmidti.

В средней части свиты встречаются *Inoceramus balticus* Boehm, *Canadoceras kossmati* Mat., *C. misticum* Yabe, *C. multicostatum* Mat., *Pseudoxybelocerus quadrinodosum* Yok., *Neancyloceras pseudoarmatum* Schlüter, *Phyllopa chyceras ezoense* Yok. Эти слои получили название зоны Canadoceras kossmati и C. misticum.

В верхах средней части свиты обнаружен комплекс фауны, состоящий из *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *P.* aff. *gollevillensis* Orb., *P. subcompressus* Mat., *Baculites* sp., *Inoceramus balticus* Boehm., *Linuparus* sp. Эти слои получили название зоны Pachydiscus aff. gollevillensis и P. subcompressus.

В самой верхней части (синегорская и бошняковская — верхняя подсвита) красноярковской свиты, как указывалось, отсутствуют ино-

http://jurassic.ru/

церамы, аммониты и тригонии. Эти слои содержат лишь *Thyasira, Nucula, Acila* и многочисленные остатки растений.

Таким образом, на юге Главного мелового поля выделяются следующие зоны и слои последовательно сверху вниз:

Слои с Thyasira sp. (синегорские слои).

Зона Pachydiscus aff. gollevillensis, P. subcompressus.

« Canadoceras kossmati и C. misticum, *C. multicostatum*.

« Inoceramus schmidti.

« Anapachydiscus naumanni.

« Inoceramus mihoensis.

« Inoceramus uwajimensis.

« Inoceramus iburiensis и Jimboiceras planulatiforme.

« Inoceramus nipponicus.

Отложения, соответствующие перечисленным выше зонам, в пределах Главного мелового поля распространены весьма широко. Верхние пять зон известны на всем протяжении выхода меловых отложений вдоль Западно-Сахалинских гор, зона Inoceramus mihoensis устанавливается достаточно отчетливо только на юге. Зона Inoceramus uwajimensis хорошо прослеживается от района Гастелло до г. Александровска, точнее до Арково, а также в районе р. Найбы. Зона Inoceramus iburiensis и Jimboiceras planulatiforme протягивается почти непрерывно от района г. Южно-Сахалинска на юге до широты Победино и установлена в пади Демкина (по притоку р. Александровки). Зона Inoceramus nipponicus установлена от района г. Южно-Сахалинска до пос. Восточного.

В северных районах перечисленные зоны установлены далеко не все, так как морские слои средней части верхнего мела замещаются континентальными угленосными толщами.

Особенность состава комплексов позднемеловой фауны в пределах Сахалина, как и вообще всей Тихоокеанской биогеографической области, обусловила необходимость выделения не только иных зон, но и иных более крупных биостратиграфических подразделений, чем те, которые выделяются в Средиземноморской, Европейской и других биогеографических областях. В. Н. Верещагиным (Верещагин, 1963) зона Inoceramus nipponicus отнесена к найбинскому ярусу (примерно соответствующему сеноманскому ярусу); вышележащие отложения зоны Inoceramus iburiensis и Jimboiceras planulatiforme — к быковскому ярусу (примерно туронский ярус единой шкалы). Зона Inoceramus uwajimensis входит в леонидовский ярус, соответствующий (примерно коньякскому ярусу, зоны Inoceramus mihoensis и Anapachydiscus naumanni составляют сахалинский ярус, примерно соответствующий сантонскому ярусу и нижнему подъярусу кампанского яруса. Красноярковский ярус включает в себя зону Inoceramus schmidti и зону Canadoceras misticum и C. kossmati, который примерно соответствует верхнему подъярусу кампанского яруса. Загорский ярус включает в себя зону Pachydiscus aff. gollevillensis и P. subcompressus и примерно соответствует маастрихтскому ярусу. Самый верхний из меловых синегорский ярус примерно соответствует датскому ярусу, найбинский и быковский ярусы — гиляцкому надъярусу, а леонидовский, сахалинский, красноярковский, загорский и синегорский ярусы — ороченскому надъярусу.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения на о. Сахалин имеют сравнительно ограниченное распространение. Они выходят вдоль западных склонов Западно-Сахалинских гор, протягиваясь узкой полосой от г. Александров-

http://jurassic.ru/

ска на севере до пос. Кузнецово (п-ов Крильон) на юге. Палеогеновые образования представлены нормально-осадочными терригенными породами одного неполного седиментационного цикла, для которого предложено название западнокамышевой серии (Жидкова и др., 1961). В основании трансгрессивной части цикла залегают грубообломочные и угленосные отложения континентального и частично мелководного морского происхождения (каменская, или конгломератная, и нижнедуйская свиты). Более молодые псаммито-псефитовые, алевритовые и пелитовые прибрежно-морские и морские отложения (краснопольевская, такарадайская и ее аналог геннойшинская свиты) отражают развитие трансгрессии, максимум которой приходится примерно на средний — поздний олигоцен. Регрессивная часть цикла в разрезах палеогена на Сахалине не установлена (см. приложение III).

Изучение палеогеновых отложений Сахалина началось в 20-х годах советскими и японскими исследователями. Основы стратиграфии палеогена Северного Сахалина были разработаны А. Н. Криштофовичем (1917—1932), а Южного Сахалина — Кунио Уватоко (1935—1939). Геологические работы 40—50-х годов, проводившиеся многими исследователями, в значительной степени пополнили сведения о составе отложений, стратиграфии и распространении их на Сахалине.

Межведомственное стратиграфическое совещание, проведенное в мае 1959 г. в г. Охе, приняло унифицированную стратиграфическую схему палеогеновых отложений Сахалина и подвело итоги выполненных ранее геологических исследований. В унифицированной схеме (Решения ..., 1961) палеогеновые отложения Сахалина были расчленены на пять горизонтов и десять местных зон. В состав палеогена были включены нижележащие синегорские слои, теперь рассматривающиеся как позднемеловые. Выделенные горизонты по объему соответствуют частям свит или целым свитам. Эти горизонты, выделявшиеся ранее Л. В. Криштофович (1954), позднее стали рассматриваться как провинциальные ярусы.

В дальнейшем изучение палеогеновых отложений проводилось главным образом с целью детализации и уточнения отдельных частей разреза, вещественного состава и возраста пород, и их корреляции.

В настоящее время выделяются три района с различными типами палеогеновых отложений: 1. Александровский район, характеризующийся сокращенной мощностью отложений, несогласным залеганием каменской, или конгломератной, свиты на различных горизонтах верхнего мела; Бошняковско-Томаринский район, характеризующийся максимальной мощностью палеогеновых отложений, значительным количеством органических остатков в отложениях, максимальной их угленасыщенностью, параллельно несогласным залеганием на верхнемеловых отложениях, и Крильонский район, характеризующийся сокращенной мощностью отложений, скрыто-несогласным залеганием на верхнемеловых образованиях, наличием внутриформационных размывов, выпадением из разреза каменской (конгломератной) и части краснопольевской свит.

Описание палеогеновых отложений Сахалина дается по унифицированной стратиграфической схеме, принятой в 1959 г., с использованием новых материалов, опубликованных после 1958 г. Л. С. Жидковой (1961а, 1961в, 1963), Л. В. Криштофович (1960, 1961а, 1961б, 1964), З. П. Потаповой (1960), Б. А. Сальниковым (1961), и др. (табл. 5).

Западнокамышевая серия. Найбинский горизонт. *Каменская (конгломератная) свита.* Континентальные песчано-глинистые, углисто-глинистые и конгломератовые отложения каменской свиты мощностью до 600 *м* протягиваются сравнительно узкой полосой вдоль запад-

http://jurassic.ru/

ного склона Камышевого хребта от г. Александровска на севере до г. Красногорска на юге. Разрез свиты впервые был описан А. Н. Криштофовичем (1926—1936) в Александровском районе, в бассейне рек Каменной, Агнево и южнее г. Александровска у мыса Жонкьер. В составе свиты им выделялись две пачки конгломератов (нижняя мощностью 50—70 *м* и верхняя — 30—40 *м*) и промежуточная пачка песчано-глинистых угленосных отложений мощностью 10—20 *м*. В настоящее время общая мощность каменской свиты этого района определяется в 200 *м* (рис. 20).

Рис. 20. Выход каменской свиты. Западное побережье Сахалина. Фото Ю. М. Ковтуновича

Наиболее типичный разрез свиты наблюдается по р. Августовке вблизи пос. Бошняково, где в естественных обнажениях выходят все ее три подсвиты.

Нижняя подсвита сложена средне- и крупногалечными конгломератами, с подчиненными им маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, глинистых алевролитов, тонких линз каменного угля и углистых сланцев. Мощность нижней подсвиты по р. Августовке около 200 *м*, по р. Черноморке — до 50 *м*, по р. Снежинке — до 25 *м*, в Александровском районе мощность этой подсвиты колеблется от 25 до 70 *м*. Конгломераты нижней подсвиты состоят из слабо окатанных и хорошо окатанных галек и валунов диаметром от 0,03 до 0,3 *м*, а иногда и до 0,5 *м*. Состав галек во всех районах примерно одинаков, изменяется лишь относительное содержание пород различного петрографического состава. Наиболее разнообразны по составу гальки в бассейне р. Августовки. Преобладающими среди галек являются порфиры (18—32%), яшмы (до 30%), кремнистые породы (12—26%), андезиты и андезитовые порфириты (до 20%), аргиллиты и сланцы (4—22%). Количество галек гранитов, алевролитов, туфогенных песчаников, различных метаморфических пород и кварцитов обычно не более 5—10% (каждого из типов пород). В гальке и валунах кремнистых пород встречаются реликты радиолярий, панцири диатомовых водорослей, раковинки фораминифер, выполненные агрегатами зерен кварца. В отдельных гальках конгломератов в Александровском районе встречаются обломки призматического слоя и фрагменты раковин иноцерамов. В составе обломочной части цемента конгломератов много кремнистых пород, меньше кварца, аргиллитов и алевролитов, единичные обломки сланцев, порфиров, андезитовых пор-

http://jurassic.ru/

фиритов и плагиоклазов. Весь обломочный материал сцементирован гидрослюдистым и кремнистым кальцитизированным веществом.

К югу от р. Августовки мощность подсвиты сокращается и одновременно уменьшаются размеры галек в конгломератах. В бассейне р. Черноморки преобладают среднегалечные конгломераты, по р. Снежинке — мелкогалечные. Песчано-алевритовые и глинистые породы нижней подсвиты отличаются плохой сортировкой обломочного материала, угловатой и полуугловатой формой обломков, среди которых преобладают кремнистые породы, становится меньше кварцитов и аргиллитов. Основная масса глинистых отложений кремнисто-слюдистая. Характерными для этих пород являются линзообразные прослои углисто-глинистых сланцев и линзочки выветрелого каменного угля (до 5 *мм*), а также редкие отпечатки растений обычно плохой сохранности и мелкого растительного детрита. Встречаются редкие неправильно-овальной формы мелкие конкреции железистого карбоната, иногда с пиритом и иногда кремнистые.

Для тяжелой фракции пород вообще для всей свиты характерна ассоциация устойчивых акцессорных минералов. В нижней подсвите кроме устойчивых минералов встречаются эпидот и пирит в разрезах по рекам Августовке и Черноморке, и эпидот, хлорит и пироксен в разрезе по р. Снежинке.

Средняя подсвита сложена чередующимися полимиктовыми песчано-алевритовыми и углисто-глинистыми породами, углями и резко подчиненными им прослоями гравийно-галечных образований. Максимальная, возможно несколько завышенная, мощность подсвиты наблюдается в бассейне р. Черноморки — 430 *м*. К северу (бассейн р. Августовки — 90 *м*, р. Каменной — 10—20 *м*) и к югу (бассейн р. Снежинки — 40 *м*) мощность подсвиты резко уменьшается. Характерной для всех пород подсвиты является преобладающая плохая сортировка обломочного материала и относительное постоянство их состава. Значительное количество линзообразных и конкреционных пиритовых, сидеритовых и кальцитовых образований приурочено главным образом к алеврито-глинистым породам. Песчано-алевритовые породы буро-серые, зеленовато-серые полимиктовые, довольно плотные, слоистые, с большим количеством различных по размеру обуглившихся растительных остатков, в отдельных прослоях мелко-, средне- и грубозернистые, незакономерно чередующиеся между собой. По составу песчано-алевритовые и глинистые породы довольно однообразны. Обломочный материал алевролитов и песчаников состоит из зерен кварца (30—40%), обломков кремнистых кварцитовидных и порфировых пород (15—20%), сланцев и плагиоклазов (до 10%), имеющих угловатую и полуугловатую форму. Цемент гидрослюдисто-кремнистый. Глины и аргиллиты преимущественно темные и табачно-серые, микрослоистые, на поверхности сильно ожелезненные, слюдисто-кремнистого и гидрослюдисто-кремнистого состава, с примесью обломочного алевритового материала (иногда до 50%), реже чистые, хорошо отсортированные. Состав алевритовой части в глинах и в песчаниках чаще всего одинаков, реже представлен одними зернами кварца. Отдельные разности глин и аргиллитов постепенно переходят в углисто-сланцевые породы, а последние — в угли, особенно в верхней части подсвиты. В бассейне р. Августовки в подсвите известно до восьми пластов угля, весьма сложного строения, мощностью до 2 *м*. Отпечатки растений встречаются главным образом в алеврито-глинистых породах обычно на плоскостях наслоения. В песчаниках встречаются крупные обломки окаменелых стволов деревьев.

http://jurassic.ru/

Мелко-среднегалечные конгломераты и гравелиты в средней подсвите встречаются редко, причем гальки отличаются плохой и средней окатанностью и по составу близки к галькам нижней подсвиты; в средней подсвите впервые появляются гальки туфогенных пород. Заполняющим веществом конгломератов является алевритовый, глинистый и карбонатный материал, состоящий из угловатых и полуугловатых зерен кварца, полевого шпата, плагиоклаза, кремнистых и кварцитовидных пород.

Для состава тяжелой фракции пород средней подсвиты кроме устойчивых минералов характерны анатаз и бурые окислы в бассейне рек Августовки и Черноморки, сфен, хлорит и эпидот в Углегорском районе.

Верхняя подсвита сложена полимиктовыми средне-мелкогалечными конгломератами, чередующимися с песчано-гравийными и реже углисто-глинистыми породами общей мощностью до 110—120 *м* в Лесогорском районе до 35 *м* в бассейне р. Снежинки и до 60—70 *м* в Александровском районе. Характерным для пород верхней подсвиты является постепенное уменьшение диаметра всех обломочных частиц вверх по разрезу и к югу от бассейна р. Августовки.

Конгломераты и гравелиты в подсвите плотные, с частыми горизонтальными замещениями одних разностей другими до грубозернистых песчаников включительно. Галька конгломератов средней и хорошей окатанности, по составу аналогична конгломератам нижней подсвиты и отличается лишь количественным соотношением пород: порфиров до 44%, алевролитов до 14%, метаморфизованных песчаников до 13%, андезитов и порфиритов (до 4%). В обломочной части заполняющего материала много кремнистых, слюдисто-кремнистых, кварцитовидных обломков; встречаются редкие зерна кварца и калишпатов. Цементирующим веществом является слюдисто-кремнистая, участками кальцитовая масса.

Песчаные породы верхней подсвиты отличаются от нижележащих резким преобладанием обломков осадочных пород, эффузивов среднего состава, сходных с эффузивами бошняковской свиты, метаморфизованных песчаников и алевролитов. Обломочный материал песчаников состоит из зерен и обломков (в порядке убывания): кварца, кремнистых пород, плагиоклаза, калишпатов, слюдисто-кремнистых, глинисто-хлоритовых пород. Цемент песчаников — слюдисто-кремнистый, карбонатизированный. Для всех пород подсвиты характерно обилие мелко рассеянного обуглившегося растительного детрита, отпечатки растений и иногда крупные обломки окаменелой древесины. В подсвите встречаются конкреции и линзообразные стяжения кальцитового, кальцит-доломитового, сидеритового состава. В тяжелой фракции пород преобладающими являются устойчивые минералы — циркон, турмалин, гранат и рудные в Лесогорском районе и хлорит-эпидотовая ассоциация в Углегорском районе.

Общий минеральный состав тяжелой фракции пород каменской свиты, как отмечалось, относится к комплексу устойчивых акцессорных минералов. Для песчаников свиты характерны магнетит (56,2—75,3%), лейкоксен (25,0—48,3%), бурые окислы (29,5%), титансодержащие (12,2%), циркон (10,7%), рудные минералы (5%), хлорит (0,2—2,9), а также рутил, анатаз, гранат (окрашенный и бесцветный), турмалин, пироксен, роговая обманка (меньше 2% каждого). Для алевролитов характерны: рудные минералы (23,4%), лейкоксен (24,6%), циркон (6,5—34,5%), бесцветный гранат (2,0—34,5%), турмалин (0,1—15,0%), пирит (24—30%), анатаз (1—11%). В глинах и аргиллитах свиты резко преобладают рудные минералы (40%), бурые окислы (44%), пирит

http://jurassic.ru/

(11%), меньше 5% составляют лейкоксен, титансодержащие и другие минералы.

Руководящими минералами тяжелой фракции пород каменской свиты являются: магнетит, лейкоксен, бурые окислы, циркон, гранат, турмалин, эпидот, пирит, анатаз, пироксен, хлорит. Преобладающими аутигенными минералами являются: кальцит, пирит, хлорит, лейкоксен, гидрослюда. В начальную стадию диагенеза отложений нижней и верхней подсвит геохимическая среда была кислая и слабо щелочная окислительная (аутигенная гидрослюда, кальцит, доломит и карбонатные конкреции). В последующую стадию геохимическая среда была щелочной слабо восстановительной (аутигенный пирит, сидерит, конкреции сидерита и доломита). Геохимической средой формирования отложений средней подсвиты была щелочная окислительная (аутигенный лейкоксен, гидрослюда, кальцит) и на отдельных участках — щелочная слабо восстановительная (аутигенный пирит, кальцит, известково-железистые конкреции).

В каменской свите, главным образом в средней ее подсвите, как отмечалось, встречаются отпечатки растений. По комплексу флоры, изученной А. Н. Криштофовичем, возраст каменской, или конгломератной, свиты определялся как датский или раннеэоценовый (палеоген ?) (Криштофович, 1932). Однако в 1936 г. А. Н. Криштофович пришел к выводу, что более вероятен раннеэоценовый возраст свиты.

В 1939 г. М. О. Борсук изучала флору из свиты, собранную в Александровском районе. На основании находок *Juglans nigella* Heer, *Castanea ungeri* Heer, *Quercus drymeja* Ung., *Zelkova (Planera) ungeri* Heer var. *diplicatodentata* Bors., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus guillelmae* Goepp. она пришла к выводу о раннеолигоценовом возрасте каменской свиты. Несколько позже, после монографической обработки дополнительных сборов флоры из каменской и нижнедуйской свит Северного Сахалина, М. О. Борсук (Борсук, 1956) стала рассматривать возраст конгломератной свиты как раннеэоценовый. Ею приводится список флоры из свиты (южнее пади Огородной): *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Celtis asiatica* Bors., *Micromeles* sp., *Evonymus celastrophylla* Baik., *Rhamnus eocenica* Bors., *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Phyllites* sp. (cf. *Juglans picroides* Heer), *Viburnum schmidtii* Bors.

В 1963 г. Б. М. Штемпель (Штемпель, 1963), обобщив данные предшествующих исследователей, привел более полный список растений из свиты: *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Ligodium asiatica* Bors., *Taxodium dubium* Heer, *Gryptostrobus europaeus* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Carex servata* Heer, *Populus glandulifera* Goepp., *P. longipetiolata* Bors., *Juglans nigella* Heer, *J. picroides* Heer, *Betula macrophylla* Heer, *B. elliptica* Sap., *B. prisca* Ett., *Alnus sachalinensis* Pol., *Querqus drymeja* Unger, *Q. furcinervis* (Rosm.) *Unger, Q. rectinervis* Bors., *Castanea longifolia* Bors., *C. ungeri* Heer, *Ulmus planeroides* Ward, *Zelkova ungeri* Heer var. *duplicatodentata* Bors., *Ficus planicostata* Lesq., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Magnolia kryshtofovichi* Bors., *Cinnamomum* cf. *scheuchzeri* Heer, *Platanus aceroides latifolia* Knowlt., *P. guillelmae* Goepp., *P. sachalinensis* Bors., *P. acutilobus* Bors., *Prunus serrulata* Heer, *P. hartungi* Heer, *Rubus corylifolia* Bors., *R. fretalis* Bors., *Sorbaria ulmifolia* Bors., *Rubus pilvoensis* Bors., *Celastrus borealis* Heer, *Evonymus celastrophylla* Bajk., *Acer arcticum* Heer., *A. kryshtofovichii* Bors., *A. integrum* Bors., *Rhamnus duensis* Bors., *Zizyphus cinnamomoides* Lesq., *Z. sachalinensis* Krysht., *Vitis sachalinensis* Krysht., *Tilia*

http://jurassic.ru/

sachalinensis Heer, *Grewia grandifolia* Bors., *G. glechnii* Bors., *Daphne asiatica* Bors., *Pterospermites sachalinensis* Krysht. *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht., *Fraxinus macrophylla* Heer, *Viburnum schmidtii* Bors., *V. duensis* Bors., *V. asperum* Newb., *Phyllites* sp.

Преобладающими в флоре свиты являются розоцветные, буковые крапивоцветные, сапиндовые, мальвоцветные. Б. М. Штемпель считает эту флору палеоценовой.

В унифицированной стратиграфической схеме 1959 г. (Решения..., 1961) возраст каменской (конгломератной) свиты условно принят как раннеэоценовый и выделены слои с флорой *Sequoia brevifolia* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer. Л. В. Криштофович (1964) приводит как характерные для свиты виды растений: *Castanea ungeri* Heer, *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Rhamnus eocenica* Bors., *Evonymus celastrophylla* Baik., *Viburnum schmidtii* Bors.

Нижнедуйская свита сложена главным образом континентальными терригенными образованиями. Она выходит в виде узкой полосы по западному побережью Сахалина, от г. Александровска до г. Ильинска, и далее от пос. Угольного Томаринского района до шоссе г. Южно-Сахалинск — Холмск, а затем на п-ове Крильон южнее г. Невельска. В северных районах нижнедуйская свита залегает согласно, с постепенным переходом на каменской свите, в центральных и южных районах — со скрытым стратиграфическим и, по-видимому, иногда с небольшим угловым несогласием непосредственно на верхнемеловых образованиях. Эти отложения впервые были выделены А. Н. Криштофовичем в 1918 г. в Александровском районе и описаны под названием нижней угленосной, а позднее нижнедуйской свиты. Х. Ябе (Yabe, 1924) выделял нижние угленосные слои палеогенового возраста под названием «слои Каменной» и сравнивал их со свитой Мамия Углегорско-Лесогорского района. Кавасаки Кацу (1935) свиту Мамия относил к угленосной свите Иокунай палеогенового возраста, состоящей из двух частей. Верхняя часть является морской и позже получила название краснопольевской свиты, а нижняя — угленосной континентальной.

К. Уватоко (1938, 1939) на юге Сахалина выделил серию или свиту Найбути олигоценового возраста и сопоставлял ее с нижнедуйской свитой Северного Сахалина. Позднее Е. М. Смехов (1953) для юга Сахалина принял схему К. Уватоко и нижние угленосные отложения переименовал в найбутинскую свиту, сопоставляя ее с нижнедуйской свитой Северного Сахалина.

В 1947—1951 гг. А. А. Капица и другие исследователи в Углегорско-Лесогорском районе выделили две свиты, из которых нижняя угленосная была названа нижнедуйской, а верхняя морская — краснопольевской.

Как теперь установлено, состав нижнедуйской свиты непостоянен, но преобладающими в ней являются довольно однообразные песчано-глинистые отложения с пластами каменного угля, с большим количеством растительных остатков и железисто-карбонатных конкреций. В подчиненном количестве присутствуют гравелиты и конгломераты. В верхней части свиты встречаются остатки пресноводных (*Unio*), солоноватоводных (*Corbicula*) и морских (*Ostrea*) двустворок.

Наиболее типичный разрез нижнедуйской свиты описан А. А. Капицей (1945) в Александровском районе в бассейне р. Бродяжки. Здесь выделяются два угленосных горизонта — нижний мощностью до 405 *м* с 26 пластами каменного угля рабочей мощности и верхний горизонт мощностью до 220 *м*, сложенный чередующимися песчано-глинистыми и алевритовыми породами с четырьмя маломощными пластами угля

http://jurassic.ru/

и с остатками морской фауны. Верхний горизонт правильнее относить к краснопольевской свите.

Нижнедуйская свита (нижний угленосный горизонт) подразделяется на три литологические пачки. Нижняя пачка мощностью до 34 *м* сложена чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями углисто-глинистых сланцев и угля; средняя мощностью до 195 *м* сложена преимущественно алевролитами с прослоями глинистых песчаников, реже аргиллитов и многочисленных пластов угля; верхняя мощностью 176 *м* состоит из чередующихся песчаников и аргиллитов с большим количеством пластов угля. Породы свиты обычно содержат значительное количество обуглившегося растительного детрита. Песчаники и алевролиты свиты представляют собой плотные, слоистые, темно-серые, зеленовато-серые глыбовые, плитчатые и скорлуповатые породы, иногда постепенно замещающиеся породами другого типа. Песчаники состоят из угловатых и окатанных обломков и зерен кварца, калишпата, плагиоклаза, кремнистых, кварцитовидных и слюдисто-кремнистых пород, единичных зерен сильно измененных эффузивов. Тяжелая фракция песчаников состоит из титансодержащих минералов (13,2—36,7%), гидроокислов железа (15,0—27,5%), циркона (15,4—32,6%) магнетита (3,5—10,8%), турмалина (3,4—7,7%), граната (до 0,5%), шпинели (до 0,9%), пирита (0,5—26,4%).

В обломочном материале алевролитов преобладают угловатые и окатанные обломки и зерна кварца, полевого шпата, редко присутствует глауконит и еще реже обломки кремнистых и кварцитовидных пород. Тяжелая фракция алевролитов состоит из магнетита (16,1%), циркона (33,3%), граната (0,5%), турмалина (0,7%), титансодержащих минералов (27%), гидроокислов железа (18,6%), пирита (3,4%), светлой слюды (0,4%). Цемент песчаников и алевролитов глинисто-серицитовый, глинисто-кремнистый, глинисто-хлоритовый, пропитанный гидроокислами железа. Мощность пластов песчаника от 1 до 12 *м*, чаще 5—10 *м*, алевролитов от 0,2 до 11 *м*, но обычно 1—3 *м*.

Аргиллиты и глины содержат большое количество растительного детрита и отпечатков растений и характеризуются темным и зеленовато-бурым, иногда коричневатым цветом, неясной и параллельной слоистостью, редкими включениями хорошо окатанной мелкой гальки темных эффузивных пород с включениями алевритового и псефитового материала. Основная масса глин и аргиллитов состоит из высокодвупреломляющего слюдистого и кремнисто-глинистого вещества, с незначительным количеством обломков кварца, полевого шпата, циркона, гематита, пирита. Угли и углистые сланцы незакономерно распределяются по разрезу. Мощность пластов угля колеблется от 0,05 до 1,4 *м*. В верхней части свиты встречаются мелкогалечные, преимущественно кварцевые конгломераты, переходящие по простиранию в грубозернистые полимиктовые песчаники. Аутигенными минералами пород свиты в Александровском районе являются: пирит, кальцит, сидерит, лейкоксен, гидроокислы железа.

Геохимической средой формирования отложений в первую стадию диагенеза была кислая окислительная, во вторую — слабо щелочная восстановительная.

На Южном Сахалине наиболее типичные разрезы свиты известны в бассейнах рек Августовки, Найбы и Красноярки. В Лесогорско-Углегорском районе преобладающими в свите отложениями являются алеврито-глинистые, в меньшей степени — песчаные и грубообломочные (конгломераты). Максимальная мощность свиты здесь около 1150 *м*. По особенностям состава свита делится на три подсвиты.

http://jurassic.ru/

Нижняя подсвита мощностью 80 *м* на р. Августовке, 325 *м* на р. Черноморке и 410 *м* — на р. Снежинке сложена ритмично чередующимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углисто-глинистыми сланцами и углями и в резко подчиненном количестве гравелитами и конгломератами. Для подсвиты характерно изменение состава по простиранию с севера на юг и увеличение гравийного материала в бассейне р. Черноморки и углисто-глинистого на р. Снежинке. Средняя подсвита мощностью 45 *м* на р. Августовке, 155 *м* — на р. Черноморке и 210 *м* — на р. Снежинке сложена чередующимися песчаниками, конгломератами и гравелитами, с резко подчиненным количеством алевролитов и аргиллитов, с конкрециями доломитов и мелкозернистых известковистых песчаников, диаметром до 0,4 *м*. Верхняя подсвита сложена чередующимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, каменным углем с редкими пластами сидеритов мощностью до 0,2 *м*, а также с многочисленными линзообразными прослоями и конкрециями известковых стяжений и с прослоями кальцитов и доломитов. Общая мощность подсвиты до 150 *м* на р. Августовке, до 75 *м* — на р. Черноморке и до 480 *м* — на р. Снежинке. Верхняя часть подсвиты мощностью до 50 *м* сложена полимиктовыми слоистыми мелкозернистыми и конгломератовыми песчаниками и алевролитами с остатками морских и солоноватоводных моллюсков (Ostrea, Mytilus, Corbicula) и с включениями хорошо окатанной гальки яшм, кремнистых сланцев и эффузивных пород.

В песчаниках верхней подсвиты количество обломков кремнистых и кварцитовидных пород достигает 35—40%, зерен кварца 15—20%, сланца 8—10%, осадочных пород 10%, андезитов и порфиритов 10—12%, порфиров 8—10%, плагиоклазов 10—15% и гранитов 5%. В алевролитах преобладают обломки кварца 60—70%, значительно меньше глинисто-кремнистых пород, сланцев, плагиоклазов и слюды. В составе галек конгломератов увеличивается количество аргиллитов (до 10%) и метаморфизованных песчаников, но почти полностью отсутствуют кварциты. Цемент песчаных разностей пород каолинитовый, иногда с примесью слюдистого вещества. Минеральный состав тяжелой фракции пород нижней подсвиты: в Лесогорском районе — устойчивые минералы, бурые окислы, в Углегорском районе — лейкоксен и эпидот; средней подсвиты: в Лесогорском районе — бурые окислы, рутил, пирит, в Углегорском районе — лейкоксен и эпидот; верхней подсвиты — в Лесогорском районе — устойчивые минералы и бурые окислы, в Углегорском районе — циркон, турмалин, лейкоксен. Аутигенными минералами песчаных разностей пород являются: лейкоксен, кальцит, хлорит, железистый карбонат, глауконит, а алевритовых пород — кальцит, сидерит, хлорит, гидроокислы железа, пирит, глауконит; аутигенные минералы глинистых пород: глауконит, железистые карбонаты, пирит.

Геохимической средой формирования отложений нижней подсвиты в первую стадию была щелочная слабо восстановительная (обильный кальцит и сидерит в породах, конкреции кальцит-сидеритового состава) и щелочная восстановительная в последующую стадию диагенеза (карбонатные и пиритовые конкреции). Отложения средней подсвиты формировались в слабо щелочной окислительной обстановке (хлорит, лейкоксен, минимум кальцита в конкрециях); верхней подсвиты — в щелочной слабо восстановительной обстановке (кальцит, сидерит, пирит).

В Красногорском районе в составе свиты преобладают песчаные и алевритовые отложения, меньше глинистых и углисто-глинистых сланцев. Присутствуют также, хотя и редко, линзообразные прослои мелко-среднегалечных конгломератов мощностью от 0,5 до 3—4 *м*. Мощность

http://jurassic.ru/

свиты на севере Красногорского района 1000 *м*. К югу, примерно на широте г. Ильинска, свита выклинивается. В этом же направлении (к югу) резко сокращаются количество и мощность пластов каменного угля. Сидеритовые конкреционные образования приурочены преимущественно к средней и верхней частям свиты, а скопления солоновато-водной и мелководной морской фауны встречены только в верхней части, где преобладают слоистые полимиктовые песчаники с косой и параллельной слоистостью, иногда с волноприбойными знаками на плоскостях наслоения.

В Ильинском, Чеховском и Долинском районах по составу и мощности нижнедуйская свита значительно изменяется на коротких расстояниях. В свите постепенно появляются прослои олигомиктовых конгломератов и гравелитов, число которых увеличивается в направлении на юг.

В Ильинско-Томаринском районе в составе нижнедуйской свиты преобладают песчаники и алевролиты, мало аргиллитов, углей и конгломератов. Мощность свиты до 500 *м*. Среди песчано-алевритовых пород преобладают плохо отсортированные полимиктовые разности с большим количеством обуглившегося растительного детрита, отпечатков растений, редких включений мелких пиритовых, кремнистых и сидеритовых конкреций. В составе обломочного материала присутствуют угловатые и полуугловатые обломки кремнистых и кремнисто-слюдистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, метаморфизованных песчаников и гранитов. Значительно реже встречаются олигомиктовые разности песчаников, состоящие из угловатых, полуокатанных обломков кремнистых пород и кварца.

Конгломераты, встречающиеся в этом районе, отличаются от конгломератов Лесогорско-Углегорского и Красногорского районов преобладающим олигомиктовым составом галечного материала, с многочисленной плохо окатанной галькой кремнистых и кварцитовых пород. Заполняющее вещество конгломератов также олигомиктовое. Цемент конгломератов — глинисто-слюдистый, слабо карбонатизированный. Характерным для свиты является резкое фациальное замещение с востока на запад и снизу вверх по разрезу грубообломочных пород относительно мелкообломочными. В том же направлении сокращается количество угольных пластов.

В Чеховском и Долинском районах в составе нижнедуйской свиты преобладают алевролиты. В ряде мест наблюдается переслаивание алевролитов с полимиктовыми песчаниками и аргиллитами. На Лопатинском и Синегорском угольных месторождениях свита делится на две части. Нижняя часть свиты сложена преимущественно песчаниками, глинами, углисто-глинистыми аргиллитами и углями с прослоями мелкогалечных олигомиктовых конгломератов общей мощностью до 430 *м*. Верхняя часть свиты сложена преимущественно алевритовыми углистыми и глинистыми породами, с подчиненными им прослоями песчаников, аргиллитов и конгломератов общей мощностью до 300 *м*.

В Невельско-Горнозаводском районе нижнедуйская свита мощностью до 1100 *м* сложена полимиктовыми песчано-алевритовыми и углисто-глинистыми отложениями с прослоями олигомиктовых песчано-глинистых образований. Для них характерны почти полное отсутствие грубообломочных отложений, лучшая сортировка терригенного материала по сравнению с северными районами, значительно большее количество разнообразных по форме сидеритовых и кальцит-доломитовых конкреций, особенно в бассейнах рек Шебунинки и Перепутки. К этим районам приурочена и максимальная угленосность разреза (18 пластов угля мощностью от 0,3 до 7,0 *м*). Угленосность свиты по простиранию

http://jurassic.ru/

уменьшается вследствие замещения пластов угля углисто-глинистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами. Мощность свиты до 200 *м* на юге района (бассейн р. Оненуси) и до 500 *м* на севере. Свита обычно представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Песчаники, слагающие свиту, мелко-среднезернистые, полимиктовые, серые, зеленовато-серые, коричневатые, плотные, слоистые и крупноглыбовые, иногда с включениями туфогенного материала, часто с обилием обуглившегося растительного детрита, графита и мелкой гальки яшм. Обломочный материал состоит из осадочных пород (20—45%), кварцито-кремнистых пород (20—30%), кварца, сланцев, гранитов, андезитов, плагиоклазов (иногда пирогенных) и вулканического стекла. Цемент песчаников известковый, иногда глинисто-кремнистый, часто пропитан гидроокислами железа. Отдельные прослои состоят из грубозернистых песчаников олигомиктового кремнисто-кварцевого состава со слюдисто-кремнистым цементом базального или порового типа. Мощность пластов песчаника от 5 до 35 *м*. Аутигенные минералы представлены хлоритом, лейкоксеном, кальцитом и железистым карбонатом.

Алевролиты отличаются от песчаников только меньшим размером обломков. Среди них преобладают серые и темно-серые разности с постепенными переходами от глинистых к песчаным как по простиранию, так и по разрезу. Среди обломочного материала в алевролитах содержатся кварц, кремнистые и кварцитовые обломки (35—40%), сланцы и гранитоидные породы — (10—15%) и слюда (1—5%). Осадочные породы и андезиты встречаются очень редко. Цемент алевролитов слюдисто-кремнисто-глинистый базального и реже порового типов. Мощность пластов от 0,2 до 4 *м*, редко до 10—12 *м*. Аутигенные минералы такие же, что и в Чеховско-Долинском районе.

Глины и аргиллиты, входящие в состав свиты, сравнительно мягкие, темно-серые, коричневатые, скорлуповатые, с раковистым изломом, с большим количеством обуглившегося растительного детрита, микроскопических прослоев алевритового материала, а также желвакообразных конкреционных включений сидерита. Характерны постепенные переходы глин и аргиллитов в углисто-глинистые породы. Как правило, глины и аргиллиты содержат алевритовый материал (15—20%), состоящий из хорошо окатанных обломков и зерен кварца и в меньшей мере плагиоклазов и кремнистых пород. Основная масса — глинисто-кремнисто-слюдистая, часто карбонатизированная, с включениями зерен пирита, магнетита, гидроокислов железа. Аутигенными минералами являются: хлорит, лейкоксен, магнетит, кальцит, сидерит, пирит, глауконит. Мощность пластов от 1,0—1,5 до 15—20 *м*.

Конгломераты обычно мелкогалечные, олигомиктовые, с хорошо окатанными гальками кварца и светло-серых кремнистых сланцев. Цемент песчано-известковый, плотный. Мощность пластов до 0,8 *м*.

Характерными для свиты являются скопления раковин пресноводных моллюсков *Unio* и *Margaritifera*, обычно выполненные сидеритом.

Тяжелая фракция пород свиты рассматриваемого района характеризуется комплексом устойчивых акцессорных минералов, среди которых содержатся: черные рудные минералы (35,9%), лейкоксен (23,9%), бурые окислы (13,5%), титансодержащие минералы (7,2%), циркон (6,5%), апатит (4,5%), гранаты, турмалин (по 2,5% каждого), эпидот (1,4%) роговая обманка (0,8%). Спорадически встречаются зерна бурой слюды, хлорита и пирита. Руководящими минералами являются лейкоксен и апатит. Характерными, почти не известными в других разрезах, являются апатит (до 17%), слюда и хлорит.

http://jurassic.ru/

Геохимической средой образования отложений нижнедуйской свиты в начальную стадию диагенеза была щелочная окислительная, в последующую — щелочная слабо восстановительная.

Угленосность нижнедуйской свиты неравномерна и изменяется как в широтном, так и в меридиональном направлении. В Александровском районе, в бассейне р. Бродяжки, в свите содержится 47 пластов угля, по р. Агнево — 7 пластов, в районе пос. Широкая Падь — только 2 пласта, южнее, в районе пос. Возвращения и до широты пос. Бошняково — 3 угленосных горизонта, из которых 2 нижних содержат 63 пласта, из них 15 рабочих, и верхний — 14 пластов, с 4 рабочими. К югу от пос. Бошняково до бассейна р. Снежинки в свите содержится 36 пластов угля и углистых сланцев, имеющих мощность, близкую к рабочей. В Красногорском и северной части Томаринского района в свите содержится 6 рабочих пластов угля; в Чеховском районе (широта пос. Новоселово—Минеральное) — 5 пластов рабочей мощности. В Долинском районе (Лопатинское месторождение) наблюдается максимальная угленосность свиты, которая здесь содержит до 70 пластов угля и углистых сланцев, причем 32 из них рабочих. На п-ове Крильон в свите содержится 18 пластов угля и 21 прослой углисто-глинистых пород.

По степени угленосности нижнедуйской свиты и ее литолого-фациальному составу выделяются зоны (Сальников, 1963):

I — Широкопадинский район — зона распространения преимущественно конгломератов, гравелитов, песчаников русловых фаций с подчиненными им глинисто-алевритовыми породами фаций пойменных озер и болот. Палеогеографическая обстановка — горные подножья.

II — западное побережье Сахалина от Александровска до пос. Бошняково, южная часть Лопатинского месторождения — зона распространения конгломератов, гравелитов и песчаников русловых фаций, чередующихся с алевролитами и аргиллитами озерных фаций и углями. Палеогеографическая обстановка — горные подножья, заболоченные приморские низменности, предгорные равнины.

III — юг Углегорского района и Красногорский район — зона распространения песчаников и алевролитов озерных фаций, чередующихся с гравелитами, песчаниками и конгломератами русловых фаций. Палеогеографическая обстановка — предгорная равнина и заболоченная низменность.

IV — южная часть Красногорского и Томаринский район — зона распространения песчаников и алевролитов озерных фаций, чередующихся с грубозернистыми отложениями русловых фаций и углями. Палеогеографическая обстановка — предгорная равнина, местами — заболоченная низменность.

V — п-ов Крильон и север Холмского района (бассейн р. Костромы) и Углегорский район — зона распространения алевролитов, аргиллитов и реже песчаников фаций крупных солоноватоводных бассейнов, чередующихся с озерными отложениями и углями. Палеогеографическая обстановка — лагуны, реже приморские равнины.

VI — Долинский район — Лопатинское и Синегорское месторождения — зона распространения алевролитов и аргиллитов озерных фаций с многочисленными пластами угля. Палеогеографическая обстановка — длительное существование заболоченной приморской низменности.

Характерными особенностями нижнедуйской свиты Сахалина являются: 1) закономерная смена во времени (снизу вверх по разрезу) континентальных отложений лагунными и прибрежно-морскими (самые верхи свиты); 2) повсеместное распространение преимущественно континентальных фаций в восточных районах развития и прибрежно-мор-

http://jurassic.ru/

ских — в западных; 3) увеличение размера обломочных частиц в восточном направлении; 4) максимальная мощность свиты наблюдается там, где в ее составе преобладают псаммитовые породы, и приурочена к зоне максимального погружения древнего субстрата.

Как отмечалось, остатки растений из нижнедуйской свиты изучались А. Н. Криштофовичем (1917—1936 гг.), М. О. Борсук (1939, 1956 г.), Б. М. Штемпелем (1963 г.). В настоящее время известно 127 видов растений, относящихся к 63 родам 40 семейств, из них 63 вида известны только в нижнедуйской свите: *Ginkgo adiantoides* Heer, *Lastraea* sp., *Dammara borealis* Heer, *Taxites olrikii* Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Sequoia brevifolia* Heer, *Phragmites* sp., *Zingiberites sachalinensis* Krysht., *Populus latior* A. Br., *Myrica vindobonensis* (Ett.) Heer, *M. ovalifolia* Bors.* *Juglans longlopiculata* Hollick, *Betula heterodonta* Newb., *Alnus alnifolia* (Goepp.) *Hollick, A. kefersteinii* (Goepp.) Unger, *A. coryliana* Knowlt. et Loch., *A. onorica* Bors., *A. carpinoides* Lesq., *Carpiniphyllum* sp., *Fagus paucinervis* Bors., *F. deucalionus* Unger, *Quercus aizoon* Heer, *Q. furcinervis* (Rossm.) Unger, *Q. furujelmi* Heer, *Ulmus plurinervis* Unger, *U. assimetrica* Bajk., *Zelkova ungeri* Heer, *Celtis urmifensis* Bors., *C. asiatica* Bors., *Ficus alaskana* Newb., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) *Brown., Trochodendroides zaddachi* Heer, *T. Richardsonii* (Heer) Krysht., *Grewiopsis frustratorius* Hollick, *Menispermites* sp., *Magnolia* sp., *Liquidambar europaeus* A. Br., *Platanus nobilis* Newb., *Prunus* sp., *Ilex insignis* Heer, *Evonymus ovalifolia* Bors., *Acer ortopteri* Goepp., *Rhamnus pseudosoldiana* Hollick, *R. eridini* Unger, *R. gaudini* Heer, *R. eocenicum* Bors., *Paliurus* sp., *Vitis crenata* Heer, *Tilia alaskana* Heer, *Sterculia alata* Focel *fossilis* Bajk., *Dombeyopsis magnifica* Knowlt., *D. sachalinensis* Bajk., *Daphne asiatica* Bors., *Phyllites* sp. cf. *Hampea conditionalls* Hollick, *Actinidia* sp., *Vaccinium polevoi* Bors., *Diospyrus brachisepala* A. Br., *Viburnum* sp.

Возраст нижнедуйской свиты А. Н. Криштофович (1932, 1936) определял раннеолигоценовым или позднеэоценовым и даже древнее и сравнивал ее со свитой Кенай Аляски или свитой Гринривер Северной Америки. Б. М. Штемпель (1963) считает возраст этой свиты эоценовым.

В унифицированной стратиграфической схеме 1959 г. нижнедуйская свита условно отнесена к среднему эоцену. Л. В. Криштофович (1964) приводит следующие характерные формы фауны и флоры для нижнедуйской свиты, которую рассматривает в качестве провинциального яруса: *Corbicula* ex gr. *snatolensis L.* Krisht, *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Myrica vindobonensis* (Ett.) Heer.

Краснопольевская свита. Прибрежно-морские мелководные отложения образовавшиеся в результате первой кайнозойской трансгрессии на Сахалине, относятся к краснопольевской свите, выделенной А. А. Капицей в 1948 г. в Углегорском районе (к востоку от пос. Краснополье) и палеонтологически обоснованной Л. В. Криштофовичем (Криштофович, 1954). Эти отложения представлены чередующимися, преимущественно алеврито-глинистыми и песчано-конгломератовыми образованиями с морской фауной и резко подчиненными в количественном отношении лагунными образованиями с пластами угля. Они почти повсеместно распространены к западу от районов выходов нижнедуйской

* Эти формы М. О. Борсук (1956) считает руководящими для нижнедуйской свиты, к которым также относятся *Castanea longifolia* Bors., *Magnolia sachalinensis* Krysht., *Zizyphus sachalinensis* Krysht., *Grewia glechnii* Bors.

http://jurassic.ru/

свиты, на всем протяжении западных склонов Западно-Сахалинских гор. На севере (район г. Александровска и пос. Широкая Падь) эти отложения хотя и установлены, но трудно отделимы от вышележащей геннойшинской свиты. В районах максимального развития они залегают в большинстве случаев согласно на нижнедуйской свите. В Невельско-Горнозаводском и Долинском районах краснопольевская свита различными своими частями залегает с размывом на нижнедуйской свите, а в Ильинском районе — непосредственно на верхнемеловой краснoярковской свите. Состав свиты и мощность ее непостоянны. Максимальная мощность свиты около 900 *м*. В некоторых районах выделяются отдельные части свиты, отличающиеся по составу. Характерной особенностью свиты является закономерное уменьшение диаметра обломочных частиц в западном направлении при общем увеличении количества грубообломочного материала в центральной части Углегорского района.

Стратотипическим районом для свиты является Углегорско-Лесогорский, в пределах которого свита сложена переслаивающимися алеврито-песчаными и в меньшей мере глинисто-алевритовыми и песчано-конгломератовыми образованиями мощностью до 250 *м* на р. Августовке и до 900 *м* на р. Снежинке. За нижнюю границу свиты принят пласт конгломерата-ракушечника или конгломератовидного песчаника с большим количеством раковин *Ostrea agnevoensis* Laut., лежащий на слабо волнистой поверхности алевролитов верхов нижнедуйской свиты. Кровля свиты менее четкая, ее граница с вышележащими отложениями проводится главным образом по смене комплекса фауны. Наиболее четко свита подразделяется на две подсвиты в бассейне рек Снежинки и Черноморки.

Нижняя подсвита краснопольевской свиты в этом районе сложена чередующимися песчаниками, алевролитами, конгломератами, ракушечниками мощностью 330 *м* на р. Снежинке, 140 *м* на р. Черноморке и до 85 *м* на р. Августовке. В основании подсвиты по р. Августовке залегает пласт плотного мелко-среднегалечного конгломерата, переполненного сомкнутыми раковинами *Ostrea agnevoensis* Laut., захороненными преимущественно параллельно наслоению. Гальки в конгломерате окатанные, преобладают округленно-четырехугольные и удлиненно-треугольные, без следов ориентировки. В составе галек различаются кремнистые породы (24%), граниты (8%), андезиты (8%), алевролиты (5%), яшмы и сланцы (по 4% каждой). Заполняющий материал — песчано-глинистый, цемент — гидрослюдисто-каолинит-кальцитовый, иногда пропитан гидроокислами железа. По простиранию свиты к северу и югу уменьшается диаметр галек, а конгломераты постепенно переходят в песчаники, обломки которого имеют тот же состав, что и конгломераты.

Преобладающими в составе свиты являются полимиктовые песчаники, серые, голубовато-серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, плитчатые и глыбовые, тонкослоистые с волноприбойными знаками, иногда тонкослоистые из-за микроскопических прослойков обуглившегося растительного детрита или скоплений углисто-глинистого материала. Отдельные разности бурых песчаников содержат туфогенный материал. Мощность пластов от 0,1 до 20 *м*. Обломочный материал песчаников состоит из кремнистых пород (40—60%), кварца (20—25%), метаморфических сланцев (15—20%), гранитов (5—8%), порфиров (15—20%), плагиоклазов (5—7%), калишпатов, кварцитов, ортоклазов, андезитов и др. Цемент глинисто-каолинитовый. Аутигенными минералами являются: хлорит, лейкоксен, кальцит, фосфорит, глауконит, каолинит, железистый карбонат, гидроокислы железа.

http://jurassic.ru/

В составе тяжелой фракции песчаников присутствуют зерна лейкоксена (48,2%), циркона (15,1%), черных рудных минералов (12,5%), бесцветного граната (8,0%), титансодержащих минералов (7,2%), бурых окислов (2,5%), турмалина (2,3%), роговой обманки, эпидота, ортита, бурой слюды (меньше 1% каждого).

Характерными для свиты являются пачки тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью 3—8 *м*.

Алевролиты серые, темно-серые, глинистые и песчаные, тонко-плитчатые и монолитные, слоистые, пятнистые, неяснослоистые. Обилие мелкого растительного детрита характерно для глинистых разностей алевролитов. Мощность пластов от 0,2 до 5 *м*. Гравий и мелкая хорошо окатанная галька эффузивных и кремнистых пород незакономерно распределены по всему разрезу. Обломочный материал алевролитов представлен преимущественно зернами кварца (60—70%), обломками кремнистых пород (20—35%), слюдисто-кремнистых сланцев (15—20%), плагиоклазов (2—5%), слюды (3—4%). Цемент алевролитов слюдисто-кремнисто-глинистый, редко карбонатизированный. Среди аутигенных минералов кроме перечисленных для песчаников встречаются пирит и сидерит.

В тяжелой фракции алевролитов преобладают рудные минералы (60—86%), со средним содержанием черных рудных минералов и лейкоксена 24,4%, бурых окислов — 20,3%, цирконов — 15,6%, титансодержащих минералов — 6,2%, бесцветного граната — 4,5%, окрашенного граната — 0,7%, турмалина — 1,1%, эпидота — 1%, рутила — 1%.

Аргиллиты отличаются от вышеописанных алевролитов только составом и диаметром частиц обломочного материала, состоящего из угловатых зерен кварца, полевых шпатов, хлорита и глауконита. Основную массу аргиллитов составляет гидрослюдисто-каолинитовое, слюдисто-кремнистое вещество. Мощность пластов до 0,8 *м*, а в пачках тонкого переслаивания — от 0,01—0,1 до 0,4 *м*. Аутигенные минералы аргиллитов — пирит, железистый карбонат, гидроокислы железа. В тяжелой фракции содержатся бурые окислы (83,7%), циркон (6,8%), рутил (2,3%), бесцветный гранат (2,3%), черные рудные минералы (2%), лейкоксен (2%), анатаз (0,8%), пироксен (0,1%).

Ракушечники из раковин *Ostrea*, как правило, плотные, выдержанные по простиранию, обильно насыщенные органическим материалом. В них преобладают хаотично расположенные сомкнутые и отдельные створки устриц различного размера. Присутствуют единичные сомкнутые и отдельные створки *Corbicula, Mytilus* и *Modiolus*. В пластах преобладающего послойного захоронения раковин наблюдается лучшая их сохранность, а также хорошая сортировка цементирующего материала, сложенного полимиктовыми песчаниками. Мощность пластов ракушечников от 0,1 до 2,5—4 *м*.

Редкие прослои углей и углистых сланцев приурочены к средней и верхней частям подсвиты и встречаются в пачках тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов, переполненных растительным детритом и иногда скоплениями отпечатков листьев растений. В этих же прослоях встречаются мелкие округлые конкреции и желваки сидерита. Мощность прослоев угля 0,25—0,4 *м*, углисто-глинистых сланцев от 0,1 до 0,3 *м*.

В породах свиты встречаются конкреционные образования кальцит-доломитового и железистого карбоната.

В подсвите встречены остатки прибрежно-морских и солоноватоводных моллюсков: *Ostrea agnevoiensis* Laut., *O. esutoruensis* L. Krisht., *Corbicula* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Mytilus littoralis* Slod., *Brachidontes esutoruensis* L. Krisht., *Modiolus utcholokensis*

http://jurassic.ru/

S l o d., *Chlamys* aff. *ashiyaensis* N a g a o, *Pododesmus* sp., *Actaea* sp., *Balanus* sp., а в шлифах наблюдаются также обломки раковин фораминифер и радиолярий.

Верхняя подсвита краснопольевской свиты сложена чередующимися песчано-глинистыми породами с резко подчиненными им грубообломочными породами. К последним приурочены значительные скопления раковин *Ostrea*.

Песчаники, преобладающие в верхней подсвите, отличаются от песчаников нижней подсвиты большим количеством волноприбойных знаков, лучшей слоистостью, обогащенностью обломками туфогенного материала, реже — гнездообразными и линзообразными скоплениями гравия и мелких галечек полимиктового состава. Для средне-грубозернистых песчаников характерна крупноглыбовая отдельность, для мелкозернистых и алевритистых — плитчатая отдельность, иногда тонкая слоистость за счет глинистых частиц и углистых остатков. Песчаники состоят из угловато-окатанных обломков кремнистых пород (20—40%), кварца (20—40%), осадочных пород (20—30%), метаморфических сланцев (5—30%), андезитов и андезитовых порфиритов (3—15%), плагиоклазов (5—15%), калишпатов (3—10%), пиритизированных кварцитов (меньше 1%). Цемент слюдисто-кремнистый, реже каолинитовый, сильно карбонатизированный, иногда сидерит-кальцитовый. Для тяжелой фракции пород характерны лейкоксен, рутил, анатаз. Мощность пластов от 0,2 до 5 *м*.

Алевролиты аналогичны нижележащим, в составе их преобладают зерна кварца, меньше плагиоклазов и калишпатов, единичные чешуйки слюды и обломки слюдисто-кремнистых пород. Цемент глинисто-кремнистый, в различной степени карбонатизированный, часто кальцитовый. Скопления раковин *Venericardia, Spisula,* реже *Mya* характерны для песчаных разностей алевролитов. Мощность пластов от 0,1 до 2 *м*.

Аргиллиты встречаются главным образом в пачках чередования и отличаются от таковых нижней подсвиты относительно лучшей отсортированностью обломочных частиц. Мощность слоев и пластов от 0,01 до 0,3 *м*, реже больше.

В подсвите найдены остатки морской фауны: *Chlamys* aff. *branneri* A r n., *Ostrea esutoruensis* L. K r i s h t., *O. agnevoensis* L a u t., *Mytilus littoralis* S l o d., *Modiolus utcholokensis* S l o d., *Venericardia* aff. *castor* D a l l, *Corbicula snatolensis* L. K r i s h t., *C. sitakaraensis* S u z u k i, *Macrocallista matsuarensis* N a g a o, *Pitar* cf. *kosirevi* L. K r i s h t., *Tellina* cf. *kamakawaensis* C l a r k, *Solen kovatschensis sachalinensis* L. K r i s h t., *Spisula (Hemimactra) sookensis* C l a r k et A r n., *S. packardi* D i c k., *S. xenophonti* L. K r i s h t., *Mya grewingki kusiroensis* N a g a o et I n o u e., *Margarites takaradaensis* D i c k., *Psephaea naibutiensis* L. K r i s h t., *Terebratulina* sp., *Hemithyris* sp., *Lintia* cf. *praenipponica* N a g a o, *Scutella* sp., *Ophiura* sp., а также фрагменты радиолярий и фораминифер.

Туфогенный материал в виде единичных зерен встречается во всех типах пород краснопольевской свиты и представлен обломками андезита псаммитовой размерности и оплавленными кристаллами плагиоклазов среднего состава. Встречаются конкреции: железистого карбоната, пиритовые, кальцит-доломитовые, кремнистые, а также прослои алеврито-глинистых карбонатных фосфатизированных пород с повышенным содержанием фосфорного ангидрида.

Геохимические условия среды формирования осадков краснопольевской свиты неодинаковы. Нижняя подсвита в первую стадию диагенеза формировалась в кислой окислительной обстановке (каолинитовый цемент, глауконит, лейкоксен, гидрослюда в породах), в последующую

http://jurassic.ru/

стадию обстановка сменилась на щелочную окислительную, а на отдельных участках — слабо восстановительную (прослои с кальцит-доломитовыми и сидеритовыми конкрециями, пирит в количестве до 59% тяжелой фракции). Осадки верхней подсвиты формировались в щелочной окислительной обстановке в первую стадию диагенеза и в щелочной восстановительной — в последнюю стадию.

В Красногорском районе краснопольевская свита сложена чередующимися песчано-глинистыми породами, с резким преобладанием песчаных разностей общей мощностью до 600 *м*. По составу обломочного материала песчаников и алевролитов, а также по составу фауны краснопольевская свита данного района не отличается от фауны Углегорско-Лесогорского района. В разрезе почти отсутствуют угленосные отложения, а конгломераты замещены главным образом пуддинговыми песчаниками; лишь на юге района вновь появляются пачки углисто-глинистых сланцев незначительной мощности. Для песчаников характерны также скопления раковин *Ostrea* и значительное количество трубчатых ходов илоедов и ракообразных. Мощность пластов песчаников от 0,1 до 10 *м*.

В верхней части свиты в бассейне р. Парусной присутствует 1,5-метровый пласт глауконитового песчаника с аутигенным глауконитом, а также с остатками *Balanus* sp., ходами червей и ракообразных и отпечатками морской травы *Zostera pacifica* Watson.

Алевролиты и аргиллиты отличаются лишь несколько лучшей сортировкой обломочного материала, значительно меньшим количеством конкреционных образований железистого карбоната, а также значительно меньшим количеством обуглившегося растительного детрита. Мощность пластов до 2—3 *м*.

Изменение состава пород в направлении с запада на восток и с севера на юг в сторону увеличения диаметра обломочных частиц во всех их разностях отчетливо проявляется как в Лесогорско-Углегорском, так и в Красногорском районе. Это также отражается и на распределении устриц по площади: в восточной части раковины встречаются главным образом в конгломератах и конгломератовидных песчаниках, а в западной — в песчаниках и алевролитах и редко в конгломератах.

В породах свиты этого района найдены остатки моллюсков и морских ежей: *Ostrea agnevoensis* Laut., *O.* cf. *esutoruensis* L. Krisht., *Mytilus littoralis* Slod., *Corbicula* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Nemocardium* cf. *jokoymai* Takeda., *Pitar californiana* (Conrad), *Solen kovatschensis* L. Krisht., *Mya grewingki kusiroensis* Nagao et Jnoue, *Neptunea* sp. *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao, *Scutella* sp.

В Ильинско-Томаринском районе краснопольевская свита отличается примерно равным соотношением песчано-алевритовых и глинистых пород, с подчиненным количеством пачек чередующихся песчаников, аргиллитов и алевролитов и пластов конгломератовидных песчаников с фауной. Линзы углисто-глинистых образований приурочены к средней части свиты. Мощность свиты до 800 *м*.

Для нижней и верхней частей свиты характерны более грубозернистые разности песчано-алевритовых пород. В средней части свиты преобладает чередование этих же пород с более глинистыми разностями.

Песчаники и алевролиты по внешнему облику аналогичны таковым более северных районов. Мощность пластов их соответственно от 1 *см* до 2 *м* и от 1 *см* до 0,6 *м*, отдельные пласты плотных глыбовых песчаников имеют мощность до 5—6 *м*. В них иногда наблюдается тонкая и микроскопическая слоистость, обусловленная слоистым расположением растительного детрита или прослоями более грубозернистых

http://jurassic.ru/

песчаников. Для песчаных пород характерно большое количество трубок илоедов, хаотично изогнутых ходов ракообразных различного диаметра. Обломочный материал песчано-алевритовых пород представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами и обломками кварца, плагиоклазов, кварцитов, осадочных и эффузивных пород, бурой слюды, хлорита, реже глауконита, микропегматита, калишпатов, пирита, гидроокислов железа и граната. Цемент слюдисто-глинистый, участками глинисто-хлоритовый, базального типа. Конкреционные образования, присутствующие в породах, обычно обладают пиритовым и кальцитовым и кальцит-доломитовым составом и реже, представлены железистыми карбонатами, незакономерно распределенными по разрезу. Аргиллиты содержат примесь большого количества алевритового материала. Состав обломков — кварц-полевошпатовый, встречаются редкие зерна кислых эффузивов, слюдистых кварцитов, слюды, хлорита. Аутигенные минералы — хлорит, пирит, глауконит, лейкоксен. Состав тяжелой фракции: рудных минералов — 21,3%, лейкоксена — 28,8%, титансодержащих минералов — 8,5%, сфена — 0,4%, циркона — 28,4%, граната — 9,9%, эпидота — 2,4%, турмалина — 0,4%, пирита — 1,4%.

Для свиты характерны пласты устричников, в которых преобладающими являются *Ostrea agnevoensis* L a u t., *O. esutoruensis* L. K r i s h t. Мощность отдельных пластов более 2 *м*. Слои с солоноватоводными моллюсками *Corbicula tokudai* Y o k., как правило, подстилают ракушечники, состоящие из *Ostrea*.

В краснопольевской свите в Ильинско-Томаринском районе найдены остатки фауны: *Sacella* cf. *hokkaidoensis* C y a m a et M i z u n e, *Ostrea agnevoensis* L a u t., *O. esutoruensis* L. K r i s h t., *Mytilus littoralis* S l o d., *Venericardia* sp., *Corbicula* cf. *tokudai* (Y o k.), *C. sitakaraensis* S u z u k i, *Pitar californiana* (C o n r a d), *Macrocallista matsuraensis* N a g., *Tellina* sp., *Macoma* sp., *Spisula* sp., *Periploma* sp., *Cultellus* cf. *izumoensis* Y o k., *Solen* sp., *Turritella* sp., *Molopophorus* sp., *Polinices* sp., *Linthia* cf. *praenipponica* N a g.

В Долинском районе (Лопатинское месторождение и бассейн р. Найбы) краснопольевская свита мощностью от 200 до 400 *м*, состоит главным образом из песчаников. В основании ее на неровной поверхности пласта аргиллита нижнедуйской свиты залегает пласт мелкогалечного конгломерата мощностью 0,3 *м*, состоящий из средне окатанных кремнистых и кварцевых галек, сцементированных псефито-псаммитовым туфом среднего состава. В нижней части свиты преобладают плохо отсортированные песчаники, буро-зеленоватые, плотные, глыбовые, мелкозернистые, слегка туфогенные, с мелкими желвакообразными стяжениями пиритизированных песчаников, с крупными обуглившимися растительными остатками, включениями мелкой кремнистой и кварцевой гальки, с окатышами мягких глинистых пород диаметром до 3—5 *см*. Обломочный материал состоит из угловатых и слабо окатанных зерен и обломков пород (25—40%), кремнистых пород (20—25%), кварца (5—10%), плагиоклазов (3—5%), андезитовых порфиритов (5—8%) и метаморфических сланцев (3—5%). Песчаники средней части свиты мелкозернистые, алевритовые, с несколько лучшей сортировкой обломочного материала, иногда глауконитовые, слабо туфогенные, плитчатые, с мелкими конкрециями пиритизированных алевролитов и туфогенных аргиллитов. Обломочный материал их состоит из зерен кварца, кремнистых и осадочных пород (по 25—30% каждого), метаморфических сланцев (5—8%), андезитовых порфиритов (5%), плагиоклазов и калишпатов (до 5% каждого). Песчаники верхней части свиты более плотные, алевритовые, крупно-среднеплитчатые, реже глыбовые, часто слоистые, хорошо отсортированные, с редкой кварцевой

http://jurassic.ru/

и кремнистой галькой; отдельные прослои известковые или слабо туфогенные. Обломочный материал состоит преимущественно из слабо окатанных обломков кремнистых пород (50—60%), осадочных пород (15—20%), кварца, сланцев и андезитовых порфиритов (по 8—12% каждого), андезитов и плагиоклазов (видимо, пирогенных).

Аутигенные минералы песчаников: лейкоксен, хлорит, кальцит, сидерит, пирит, гидроокислы железа. Минеральный состав тяжелой фракции: эпидот (48,5%), магнетит (33,4%), пирит (7,6%), сфен (4,9%), циркон (4,0%), бесцветный гранат (2,6%), окрашенный гранат (2,0%), бурые окислы, ортит, рутил, турмалин — меньше 1%. Цемент слюдисто-глинистый, в различной степени карбонатизированный.

Алевролиты присутствуют главным образом в средней части свиты. Они отличаются значительной плотностью, плохой сортировкой обломочного материала, слюдистостью и туфогенностью отдельных разностей, включениями мелких известковых, кремнистых и, возможно, сидеритизированных конкреционных образований. В обломочном материале присутствуют: кварц (40%), кремнистые породы (40%), плагиоклазы, видимо пирогенные (10%), единичные обломки эффузивных пород. Минеральный состав тяжелой фракции: магнетит (45,6%), пирит (35,9%), циркон (12,8%), эпидот (11,5%), лейкоксен (5,4%), титансодержащие минералы (5,3%), бесцветный гранат (5%), окрашенный гранат (3%), сфен (4,5%), рутил, турмалин и пироксен (до 1% каждого).

Мелкогалечные конгломераты сложены преимущественно плохо окатанной галькой кварца и темных кремнистых пород, неправильно-овальной, удлиненно-четырехугольной формы. Встречаются единичные гальки алевролитов, аргиллитов и песчаников. Заполняющий материал — песчано-глинистый, туфогенный, состоит из обломков кварцитов (25—30%), кварца (15—20%), андезитов пирогенных (15%), плагиоклазов пирогенных (10%), кремнистых пород (5—10%), сланцев (5—10%); цемент слюдисто-глинистый, слегка карбонатизированный.

В породах свиты найдены: *Acila (Truncacila)* cf. *muta* Clark, *Sacella* cf. *snatolensis* Slod., *Ostrea* sp., *Mytilus littoralis* Slod., *Venericardia* cf. *castor* Dall, *Corbicula* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Clinocardium salvationemense* Laut., *Nemocardium yokoyamoi* Takeda, *Pitar californiana* (Conrad), *P. dalli* Weaver, *P. naibensis* L. Krisht., *Tivela tigilensis* L. Krisht., *T.* cf. *snatolana* Slod., *Solen kovatschensis sachalinensis* L. Krisht., *Mya grewingki kusiroensis* Nagao et Inoue, *Molopophorus* cf. *lincolnensis* Weaver, *Psephaea naibutiensis* L. Krisht., *Laternula* cf. *corniana* L. Krisht., брахиоподы — *Hemithyris* sp., *Terebratulina* sp., морские ежи *Linthia* cf. *praenipponica* Nag.

В Холмском районе (бассейны рек Правды, Зырянки, Большая Холмская антиклиналь) к краснопольевской свите, по данным Л. С. Маргулис и др. (1963), относится преимущественно песчаная часть ранее выделявшейся здесь такарадайской свиты. В бассейне р. Правды эта свита сложена полимиктовыми песчаниками серого, зеленовато-серого, голубовато-серого цвета, глыбовыми, реже плитчатыми, монолитными, иногда слоистыми, плохо отсортированными, с большим количеством мелкого обуглившегося растительного детрита, включений гравия, мелких галек, кварца, кремнистых пород, тонких линз глинистого и алевритового материала, прослоев сажистого угля. На плоскостях наслоения — многочисленные волноприбойные знаки. Песчаники пересечены различными по форме и диаметру трубкообразными ходами илоедов и морских ракообразных. Вблизи основания вскрытой части свиты залегает пачка глауконитового песчаника мощностью до 3 *м*,

http://jurassic.ru/

с большим количеством трубок — ходов илоедов червей, а также мелких карбонатных конкреций. Шарообразные конкреции диаметром до 6 *см* характерны и для остальной части свиты. В них иногда встречаются раковины моллюсков, растительный «мусор», скопления зерен глауконита, реже — пирита. В верхней части свиты отсортированность обломочного материала улучшается, появляются прослои алевролитов и реже аргиллитов. Встречаются остатки фауны, среди которых наиболее характерны раковины *Mya sachalinensis* L. Krisht., иногда образующие массовые скопления, очевидно прижизненные, и многочисленные панцири морских ежей — *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao. В меньшем количестве найдены моллюски: *Sacella hokkaidoensis* Oyama et Niz., *Venericardia* sp., *Tellina* sp., *Laternula* sp., *Periploma* sp., *Nemocardium yokoyamai* Takeda, *Mya sachalinensis* L. Krisht., *Salen sachalinensis* L. Krisht., *Turritella* sp., *Polinices* sp., ракообразные *Balanus* sp.

В пределах так называемой Холмской разведочной площади скв. 2-п на глубине 653—1092 *м* пересечена почти полностью краснопольевская свита, сложенная преимущественно песчаниками, такими же, как в обнажениях в бассейне р. Правды. В них имеются прослои глинистых алевролитов и аргиллитов, тонкие пропластки углистой глины, выветрелого угля (от 0,05 до 0,15 *м*) и скопления обуглившегося растительного детрита. Здесь же залегают редкие пачки чередования перечисленных выше пород. Мощность пластов песчаников от 0,6 до 3 *м*, алевролитов — от 0,1 до 1,5—2,0 *м*, аргиллитов — до 1 *м*. Песчаники сложены полуугловатыми и угловатыми обломками кремнистых, кремнисто-слюдистых и кварцитовидных пород, в меньшей мере обломками андезитов, порфиритов, кварца, серицитизированного ортоклаза, плагиоклаза и пегматитов. Большинство зерен и обломков карбонатизировано и хлоритизировано. Цемент песчаников глинисто-кремнистый, глинисто-хлоритовый, реже кремнистый, кальцитовый, типа соприкосновения, реже базальный. Аутигенные минералы: глауконит, пирит (единичные), железистый карбонат, гидратизированный биотит; акцессорные минералы: циркон, эпидот, гранат.

Среди алевролитов преобладают глинистые разности; цемент и цементирующая масса представлены глинисто-кремнистым, участками хлорито-глинисто-кремнистым и хлоритовым веществом с включениями железистого карбоната и хлорита. В свите встречаются обломки раковин двустворок. Нижележащая пачка песчано-глинистых пород с пластами угля мощностью до 0,5 *м* относится к нижнедуйской свите (интервал 1092—1721 *м* той же скважины).

В самом южном районе, на п-ове Крильон (бассейны рек Шебунинки, Чкаловки, Перепутки), к краснопольевской свите относится 100-метровая пачка преимущественно песчаных пород, залегающих с размывом на аргиллитах нижнедуйской свиты. В основании свиты (бассейн р. Чкаловки) залегает пласт мелкогалечного конгломератовидного глауконитового песчаника мощностью 20 *см*, гальки которого состоят из кремнистых пород и кварца (до 50% всего состава), аргиллитов и алевролитов. В песчанике встречены обломки раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Значительные скопления последних встречаются выше по разрезу. Песчаники полимиктовые, от мелкозернистых до среднезернистых, серые, голубовато-серые, реже зеленоватые, глыбовые и крупноплитчатые, слегка туфогенные, с включениями рассеянного растительного детрита; отдельные разности значительно уплотнены; в алевритовых песчаниках встречаются мелкие конкреции сидерита. Обломочный материал песчаных пород состоит из угловатых и угловато-окатанных зерен и обломков кремнистых и квар-

http://jurassic.ru/

цитовидных пород (35—40%), осадочных пород (15—20%), андезитов (10—12%), сланцев, метаморфизованных песчаников и алевролитов, хлоритовых пород, кварца, биотита (около 10% каждого); часть зерен кварца и плагиоклаза имеет пирогенный облик. Цемент слюдисто-глинистый, редко кремнистый. Аутигенными минералами являются: пирит, лейкоксен, хлорит, глауконит, гидроокислы железа.

В составе тяжелой фракции пород кроме комплекса устойчивых акцессорных минералов присутствуют апатит, хлорит, слюда. Тонкие прослои аргиллитов и алевролитов имеют резко подчиненное значение в составе свиты. По составу обломочного материала алевролиты аналогичны песчаникам, а аргиллиты представлены слюдисто-пелитовым материалом, значительно карбонатизированным, меньше — кремнистым. Фауна обычно встречается в песчаниках. Она представлена *Sacella snatolensis* Slod., *S. pulchrisinuosa* Clark, *Nuculana (Nuculana)* sp., *Yoldia* cf. *takaradaiensis bruta* L. Krisht. *Portlandia (Portlandella)* cf. *scaphoides* Nagao, *Nemocardium yokoyamai* Takeda, *Clinocardium salvationemense* Laut., *Tellina* sp., *Dentalium* sp., *Ancistrolepis* sp. *Molopophorus* sp. и фораминиферами.

В Александровском районе к краснопольевской свите относится верхняя, прибрежно-морская часть отложений мощностью до 200 *м*, ранее включавшаяся в состав нижнедуйской свиты. В местах наиболее полного развития этой части свиты (бассейн рек Агнево и Бродяжки) выходят плитчатые песчаники с прослоями темно-серых алевролитов и темных аргиллитов с мелкими карбонатными конкрециями и включениями редко мелкой гальки темных кремнистых и эффузивных пород. Песчаники мелко-среднезернистые, серые, зеленовато-серые, полимиктовые, слоистые, плитчатые и реже глыбовые. Мощность пластов песчаников от 1 до 10 *м*, алевролитов — от 0,5 до 5 *м*, аргиллитов — до 1 *м*.

Обломочный материал песчаников состоит из угловатых и полуугловатых зерен и обломков кварца, калишпатов, плагиоклаза, кварцитовидных и кремнистых пород, эпидота, циркона, магнетита, хлорита и единичных обломков эффузивных пород. Цемент глинистый, глинисто-слюдистый, глинисто-хлоритовый, иногда карбонатный или кремнистый. Аутигенные минералы: пирит, кальцит, лейкоксен, хлорит. Геохимическая среда накопления осадков в первую стадию диагенеза была слабо щелочная окислительная, в последующую — щелочная слабо восстановительная. В породах содержатся обуглившийся растительный детрит, линзообразные тонкие прослои выветрелого угля мощностью до 0,2 *м*, а также слои с устрицами. Шестиметровый пласт устричника из раковин *Ostrea agnevoensis* Laut. залегает в основании свиты и является хорошим маркирующим горизонтом, прослеженным в Александровском и Бошняково-Томаринском районах. Верхняя граница свиты проходит по подошве пачки темно-серых глинистых алевролитов с раковинами *Yoldia* sp., *Nemocardium petvensis* Laut., *Venericardia petvense* Laut., *Solen* sp., *Corbicula* sp., *Modiolaria* sp., а также с обломками раковин фораминифер из семейств Rotalidae и Nummulinidae. Возраст краснопольевской свиты определяется как позднеэоценовый — раннеолигоценовый (Л. Криштофович, 1954, 1960, 1964).

Нижняя половина краснопольевской свиты относится к загорскому горизонту, содержащему слои с *Ostrea agnevoensis* Laut., *Mytilus littoralis* Slod. и слои с *Pitar californiana* (Conrad), *Tivela snatolana* Slod., *Solen snatolensis* Slod.

Верхняя половина свиты относится к снежинскому горизонту и содержит слои с *Psephaea naibutiensis* L. Krisht., *Molopophorus* cf. *lincolnensis* Weaver. и слои с *Spisula xenophonti* L. Krisht., *Linthia praenipponica* Nagao.

http://jurassic.ru/

Такарадайская (геннойшинская) свита. Наиболее молодые из палеогеновых прибрежно-морские и относительно глубоководные отложения получили название геннойшинской свиты в северных районах (до 50° с. ш.) и такарадайской свиты — в южных районах западного побережья Сахалина. Выходы этих отложений протягиваются сравнительно широкой полосой от широты г. Александровска на севере до южного побережья п-ова Крильон, к западу от выходов краснопольевской и нижнедуйской свит. Они залегают согласно на краснопольевской свите или с размывом и несогласно на более древних образованиях. Перекрываются эти отложения несогласно залегающими на них нижнемиоценовыми отложениями: в южных районах — аракайской свитой, а в северных — кузнецовской (континентальной) или ахснайской (морской) свитой.

Геннойшинская свита выделена в 1924 г. в Александровском районе X. Ябе и С. Симидзу, которые толщу, сложенную темными глинистыми сланцами с «геннойши», перекрытую туфами и вулканогенными породами мыса Хойнджо, отнесли к толще морских дуйских глинистых сланцев с «геннойши». А. Н. Криштофович (Криштофович, 1925, 1932) в бассейне р. Агнево выделил «черную сланцевую» неяснослоистую однородную свиту с морскими пелециподами и кристаллами псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу (свита Геннойши) и сравнил ее со свитой глинистых сланцев с «геннойши» Ябе и Симидзу.

Наиболее полный разрез геннойшинской свиты известен на побережье Татарского пролива между мысом Мосия и устьем р. Хокоро, а также в бассейне рек Агнево и Пильво. В этих районах она представлена довольно однообразной толщей темно-серых, почти черных, аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями темно-серых полимиктовых песчаников, с включениями мелкой гальки кварца, кремнистых и метаморфических сланцев, а также темных эффузивных пород, многочисленных мелких шарообразных пиритовых и карбонатных конкреций и «геннойши». Мощность свиты до 1000 *м*.

Для аргиллитов и глинистых алевролитов характерна значительная ожелезненность, у окремненных разностей — крупнооскольчатая отдельность, реже — мелкооскольчатая и сферическая, немногочисленные очень тонкие линзы углисто-глинистого материала на плоскостях наслоения и значительное количество тонкорассеянного обуглившегося детрита. Туфогенный материал встречается в виде тонких мелко рассеянных прослоев и линз в верхней части свиты. Породы имеют различную сортировку обломочного материала. Основная масса аргиллитов сложена глинистым веществом с примесью кремнистого и меньше карбонатного материала. Состав обломочного материала кварц-полевошпатовый с единичными обломками кремнистых или кварцитовидных пород. В тяжелой фракции преобладают пирит (65,3—92,1%), гидроокислы железа (1,0—28,6%), титансодержащие минералы (2,6—18,0%), магнетит (0,3—1,1%), циркон (0,2—6,5%), бесцветный гранат (0,1—0,2%), турмалин (0,4—1,3%), сфен (0,1—0,2%), эпидот (до 0,3%). Мощность пластов аргиллитов до 30 *м*.

Обломочный материал алевролитов состоит из угловатых и угловато-окатанных обломков кремнистых, кремнисто-слюдистых пород, зерен кварца и полевого шпата. Цемент аргиллитов кремнистый и слюдисто-кремнистый, участками карбонатизированный. В тяжелой фракции присутствуют: пирит (13,5—91,4%), гидроокислы железа (2,4—26,2%), титансодержащие минералы (4,1—33,9%), магнетит (до 7,5%), циркон (0,8—15,9%), гранат (0,3—0,4%) турмалин (0,8—2,0%), эпидот (0,1—0,4%), сфен (0,1%), пироксен (0,2%), зеленый хлорит (0,1%). Мощность пластов до 10—15 *м*.

http://jurassic.ru/

Песчаники плотные, массивные, неяснослоистые, преимущественно мелко-среднезернистые, плитчатые и глыбовые, с включением мелкого обуглившегося растительного детрита, мелких глинистых окатышей на плоскостях наслоения и тонких углисто-глинистых образований. Для песчаников особенно верхней части свиты характерны включения гальки и линзообразные скопления гравия, неправильно-пятнистые включения туфогенного материала алевритовой размерности. Обломочный материал состоит из угловато-окатанных обломков кремнистых и кварцитовых пород, зерен кварца и единичных зерен и обломков полевых шпатов. Цемент кремнистый, слюдисто-глинистый, участками кальцитовый. Мощность пластов от 0,1 до 25 *м*. Аутигенные минералы представлены пиритом, лейкоксеном, кальцитом, гидроокислами железа. Геохимическая среда формирования осадков была резко восстановительная щелочная во все стадии диагенеза.

В бассейне р. Агнево в средней части свиты присутствуют секущие тела андезитовых порфиритов мощностью до 5 *м*. В самых верхах свиты в некоторых участках по побережью центральной части Александровского района среди чередующихся пластов аргиллитов, алевролитов и песчаников присутствуют значительные скопления растительного детрита, а иногда листьев и отпечатков растений. Здесь известны: *Osmunda zachalinensis* Krysht., *Taxodium tinajorum* Heer, *Betula brongniartii* Ett., *B. prisca* Ett., *Alnus* sp., *Alangium polassi* Pojark., *Populus saddachii* Heer, *Carpinus grandis* (Ung.) Heer, *Quercus olafsenii* Heer, *Artecarpidium alaskanum* Hollick, *Phyllites* sp.

Кроме этого, в геннойшинской свите встречается довольно разнообразная фауна, однако определенной закономерности в ее распределении по разрезу не установлено. Следует лишь отметить, что в нижней части свиты обычно встречаются *Nuculana petvensis* Laut., *Ostrea agnevoensis* Laut., *Veneri cardia petvense* Laut., *Nemocardium petvensis* Laut., *Modiolus utholokensis* Slod., *Nemocardium petvense* Laut., *Turritella* aff. *blakeleyensis* Weaver, а в верхней — *Nuculana (Borissia) pilvoenica* Laut., *Nuculana handasensis* L. Krisht., *Delectopecten peckhami* (Cabb.), *Thyasira smekhovi* Kog. У самой кровли свиты, как уже отмечалось, найдены скопления раковин *Corbicula tatarica* Laut. и отпечатки растений, особенно многочисленные в песчаных разностях пород.

Кроме приведенной выше фауны встречаются также и следующие формы: *Yoldia salvationemensis* Laut., *Langusta* L. Krisht., *Y. kovatschensis* Slod., *Y. gretschischkini* L. Krisht., *Y. aff. caudata* Slod., *Y.* cf. *packardi* Clark, *Portlandia (Portlandella),* cf. *nitida* Slod. *Mytilus pilvoensis* Sim., *Clinocardium salvationemense* Laut., *Macoma tatarica* Laut., *Tellina pittsburgensis* Clark, *Mya kitousiensis* Laut., *Margarites* sp., *Balanus* sp. и фораминиферы *Haplophragmoides* spp., *Elphidium* spp., *Nonion* sp., *Robulus* sp., *Sigmomorpha reedi* Cush. et Laiming, *Ellipsolagena* sp., *Rotalia* sp.

Такарадайская свита впервые была выделена и фаунистически охарактеризована в Лесогорско-Углегорском районе Кавасаки Кацу (1935 г.) под названием свиты Нисисакутан. Возраст ее определялся «не древнее нижнего миоцена» и сопоставлялась она со свитой «черных глинистых сланцев» с «геннойши» Александровского района. Позднее К. Уватоко (1938, 1939 гг.) свитой Нисисакутан назвал морские песчано-глинистые отложения, залегающие на палеогеновых континентальных образованиях (на нижнедуйской свите и отчасти, по-видимому, на краснопольевской свите) и перекрывающиеся вулканогенным аракайским комплексом. Е. М. Смехов (1947—1953 гг.) впервые описал стратотип такарадайской свиты на Южном Сахалине вдоль шоссе между

http://jurassic.ru/

городами Южно-Сахалинск — Холмск, вблизи станций Теи и Такарадай. Он же предложил и название свиты.

В настоящее время в состав такарадайской свиты включается толща морских песчано-алевритовых и глинистых пород с «генноиши», карбонатными мергелистыми, реже пиритовыми конкреционными образованиями, ограниченных слоями песчаных алевролитов с *Acila praesinnaiensis*, *Yoldia takaradaiensis* и *Clinocardium salvationemense* в основании и слоями туфогенных песчано-алевритовых пород с *Acila sinnaiensis*, *Clinocardium asagaiense*, залегающими в подошве вышележащей вулканогенно-осадочной аркайской свиты.

В Углегорско-Лесогорском районе такарадайская свита делится на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена чередующимися песчано-алевритовыми и глинистыми породами, с преобладанием аргиллитов мощностью от 1 до 20 *м* в нижней части подсвиты и алевролитов мощностью от 2 до 25 *м* с резко подчиненными им песчаниками в верхней части. Общая мощность подсвиты около 375 *м*. Средняя подсвита сложена песчаными алевролитами, песчаниками, мощностью от 0,5 до 5,5 *м* и конгломератовидными породами мощностью до 30 *м*, с тонкими линзами углисто-глинистых сланцев, с включениями туфогенного материала в верхней части. Ее максимальная мощность до 250 *м*. Верхняя подсвита сложена чередующимися алевролитами мощностью до 25 *м*, аргиллитами мощностью до 30 *м* и песчаниками мощностью до 15 *м*, с включениями гальки, большого количества конкреционных и желвакообразных образований, а также туфогенного материала. Максимальная мощность подсвиты до 475 *м* в бассейне рек Черноморки и Лесогорки.

Нижняя подсвита отличается от вышележащих почти полным отсутствием туфогенного материала, значительным количеством крупных (до 2 *м* в диаметре) карбонатных и песчано-кремнистых конкреций, первым появлением разнообразных по форме сростков «геннойши», наличием трубок — ходов червей и ракообразных. Обломочный материал алевролитов и песчаников подсвиты состоит из угловатых и угловато-окатанных зерен кварца (15—30%), обломков кремнистых пород (15—30%), сланцев (5—15%), кислых плагиоклазов (до 10%), андезитов (5—10%), единичных обломков порфиров и осадочных пород (до 15% — только в песчаниках). Цемент слюдисто-глинистый, реже кремнисто-слюдистый, часто кальцитизированный, реже доломитизированный. Аутигенные минералы: лейкоксен, хлорит, гидрослюды, кальцит, глауконит (только в песчаниках). В тяжелой фракции алевролитов содержатся: бурые окислы (22,3%), лейкоксен (21,5%), циркон (15%), титансодержащие минералы (10,5%), черные рудные минералы (9,2%), бесцветный гранат (7,1%), рутил (1,6%), анатаз (1,4%), турмалин (1,1%), пироксен (0,4%), эпидот (0,3%), пирит (до 21,1%). В тяжелой фракции песчаников: черные рудные минералы и лейкоксен (27%), циркон (11,2%), титансодержащие минералы (8%), бурые окислы (4,2%), анатаз (4,2%), гранат бесцветный (2%), рутил (1,7%), турмалин и ортит (0,3%), пирит (60,5%). Отдельные разности хорошо отсортированных аргиллитов отличаются значительной окремненностью. Более алевритовые разности содержат включения гравийного и галечного материала, состоящего преимущественно из метаморфизованных песчаников, порфиров, кремнистых пород, меньше кварца. Обломочный материал аргиллитов состоит из угловато-окатанных зерен кварца (60—90%), обломков кремнистых пород (до 60%), плагиоклазов (10—20%), пироксена и слюды (меньше процента). Состав основной массы слюдисто-каолинитовый, реже кремнисто-слюдистый. Состав тяжелый фракции: циркон — (20,4%), бурые окислы — 16,5%, рудные минералы — 10%,

http://jurassic.ru/

лейкоксен — 10%, титансодержащие минералы — 3,4%, гранат бесцветный — 2,3%, турмалин, эпидот, пироксен — по 1%, пирит — 53—83%.

Средняя подсвита, как отмечалось, отличается преобладанием песчаных разностей пород и характеризуется частыми постепенными замещениями одних пород другими. Среди песчаников различаются темно-серые, массивные, средне- и разнозернистые, местами конгломератовидные, с шарообразными мергелистыми конкрециями; песчаники крепкие, мелкозернистые, иловатые, слюдистые, в верхней части — с включениями туфогенного материала и редкой кремнистой гальки; песчаники туфогенные; мелко-среднезернистые, темно-серые, буро-серые, слоистые с тончайшими глинистыми прослоями и реже точечными включениями туфогенного материала на плоскостях наслоения. Обломочный материал полимиктовых песчаников состоит из угловато-окатанных обломков метаморфизованных песчаников (20%), кремнистых пород (20%), сланцев (20%), осадочных пород (10—20%), кварца (10%), кислых полевых шпатов (5—10%), порфиров (5—10%). Цемент песчаников слюдисто-кремнистый, слюдисто-каолинитовый, иногда битуминизированный, типа соприкосновения или базальный. Туфогенные песчаники кроме обломков различных горных пород содержат до 15—25% туфогенного материала: обломков плагиоклазов, пепловых частиц, вулканического стекла, гиалоандезитов.

Алевролиты и аргиллиты характеризуются постепенными взаимопереходами. В них встречаются обуглившийся растительный детрит, тонкие линзочки перетертого углистого материала, редкие скопления гравия и включения хорошо окатанных галек: метаморфизованных песчаников (27—68%), сланцев (10—18%), порфиров (7—18%), яшм (16%), гранитов (14%), андезитов (6—13%), осадочных и туфогенных пород (до 2%), кремнистых пород (6%), кварцитов (1%). Обломочный материал алевролитов такой же, как и полимиктовых песчаников. Глины состоят из каолинитового, реже слюдисто-кремнистого вещества. В них присутствуют угловатые и угловато-окатанные обломки пород, кремнистых (до 70%), осадочных (15%), плагиоклазов (10—15%), сланцев, порфиров, кварца (по 10% каждого).

Конгломераты и конгломератовые песчаники содержат в гальке метаморфизованные песчаники (42—68%), порфиры (1—35%), кремнистые породы (6—15%), андезиты, граниты, кварциты и сланцы (от 1 до 10% каждого), яшмы (1—15), кварц, осадочные и туфогенные породы (до 3% каждого), а также редкие плохо окатанные гальки диаметром до 1,5 *см* блестящих каменных углей; цемент и заполняющее вещество конгломерата песчано-глинистые.

Верхняя подсвита отличается отсутствием грубообломочных пород, значительными скоплениями конкреционных и желвакообразных стяжений, присутствием туфогенного материала и рассеянной мелкой гальки, а также скоплениями фауны, которая встречается во всех разностях пород и в конкрециях. Для верхней части подсвиты характерны пачки чередующихся слегка окремненных аргиллитов, алевролитов, песчаников и иногда туфов и туффитов. Мощность пластов аргиллитов в пачках переслаивания от 3 до 20 *см*, алевролитов от 8 до 25 *см*, песчаников от 6 до 60 *см*, псаммитовых туффитов от 5 до 10 *см*, прослоев сильно карбонатных или пиритизированных песчаников мощностью до 20 *см*. В этих породах содержатся многочисленные пиритовые конкреционные образования диаметром до 3—5 *см*.

По составу обломочного материала породы верхней подсвиты отличаются от нижележащих увеличением содержания метаморфизованных песчаников: в глинах — на 10%, в алевролитах — на 10—15%, в песчаниках — на 10—25%; увеличивается содержание туфогенного

http://jurassic.ru/

материала, который кроме гиалоандезитов представлен пепловыми частицами основного и среднего вулканического стекла, обломками плагиоклазов и пород андезито-базальтового ряда с порфировой и гиалиновой структурой основной массы. Отдельные слои туффитов кристаллокластических и кристалло-литокластических состоят из пирогенных обломков плагиоклазов, гиалоандезитов, андезито-базальтового бурого стекла, единичных обломков микропегматита, кремнистых пород, кварца, порфира, аргиллитов. Цемент пород глинисто-хлоритовый, часто кальцитизированный.

В породах такарадайской свиты встречаются «геннойши» и конкреции кремнистые, кальцит-доломитовые, железисто-карбонатные, пиритовые, а также аутигенные минералы.

Нижняя подсвита, очевидно, формировалась в первую стадию диагенеза в щелочной окислительной обстановке (аутигенный лейкоксен, хлорит, титансодержащие минералы, гидроокислы железа, кальцитовые конкреции), во вторую стадию — в щелочной восстановительной обстановке (кальцитовые, железисто-карбонатные и сидеритовые конкреции, «геннойши», пирит). Средняя подсвита формировалась в щелочной окислительной обстановке в начальную стадию диагенеза (кальцит, хлорит, титанистые минералы, лейкоксен, гидрослюды, магнетит, каолинит, конкреции кальцита) и в щелочной восстановительной обстановке при последующих стадиях диагенеза («геннойши», железистый карбонат, пирит, сидерит, битум). Верхняя подсвита формировалась в щелочной восстановительной геохимической обстановке (чередование слоев с пиритовыми, кальцит-доломитовыми и кальцитовыми конкрециями, «геннойши», аутигенный пирит, сидерит).

По составу тяжелой фракции минералов для такарадайской свиты данного района характерен комплекс устойчивых акцессорных минералов, зона бурых окислов; для нижней подсвиты — рутил-анатазовая и пиритовая подзоны, для средней и верхней — пироксен-рутил-анатазовая подзона. В тяжелой фракции песчаников преобладают черные рудные минералы (27—59,0%), меньше — лейкоксена (10,1%), циркона (9—22,7%), титансодержащих минералов (3—80%), бурых окислов (3—4%), анатаза (4,2%), бесцветного граната (2%), окрашенного граната (2,8%), рутила (1,7%), эпидота, пироксена, хлорита и ортита (0,1—0,3%), пирита (0,1—60%). В тяжелой фракции алевролитов содержатся бурые окислы железа (7,2—22,3%), лейкоксен (9—21%), циркон (11,2—15,2%), титансодержащие минералы (3,8—10,5%), рудные черные минералы (9,2%), турмалин, бесцветный гранат (8,1%), рутил, анатаз, пироксен (0,4—1,4% каждого), эпидот (0,3%), пирит (9,1—21,4%). В тяжелой фракции глин содержатся: пирит (53,3%), бурые окислы (16,5%), циркон (20,4%), рудные минералы и лейкоксен (10% каждого), титансодержащие минералы (3,4%), бесцветный гранат (2,8%), турмалин, эпидот, пироксен (меньше 1%).

В распределении фауны по разрезу такарадайской свиты наблюдается определенная закономерность. Для нижней и средней подсвит характерен следующий комплекс фауны: *Acila (Acila) praesinnaiensis* L. Krisht., *Nuculana petvensis* Laut., *Sacella pulchrisinuosa* Clark, *Yoldia takaradaiensis* L. Krisht., *Y. kovatschensis* (Slod.), *Y.* cf. *scaphoides* Nagao, *Y.* cf. *salvationemensis* Laut., *Y. olympiana* Clark, *Mytilus* cf. *pilvoensis* Sim., *Modiolus tetragonalis* Slod., *Venericardia* cf. *castor* Dall., *Qlinocardium salvationemense* Laut., *Nemocardium yokoyamai* Takeda, *Tellina* cf. *kriljonensis* L. Krisht., *Spisula* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Mya sachalinensis* L. Krisht., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Neptunea* sp., *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao.

http://jurassic.ru/

В верхней подсвите кроме многочисленных *Yoldia, Clinocardium* и *Nemocardium,* перечисленных выше, встречаются: *Acila (Truncacila)* cf. *shumardi* (Dall.), *Yoldia caudata* Khom., *Thyasira smekhovi* Kog., *Th. pervulgata* L. Krisht., *Th. snatolensis oligocenica* L. Krisht., *Corbicula sachalinensis* (Slod.), *C. tatarica* Laut., *Laternula* (Aelga) *korniana* L. Krisht., *Venericardia kriljonensis* L. Krisht., *Mya sachalinensis* L. Krisht., *Psephaea naibutiensis* L. Krisht., *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao.

В верхней части верхней подсвиты * в нижнем течении р. Августовки в 40-метровой пачке чередующихся плохо отсортированных алевролитов, конгломератовидных песчаников с линзами мелко-среднегалечных полимиктовых конгломератов, переполненных обуглившимся детритом, тонкими линзообразными прослоями углисто-глинистых пород, с пятнистыми включениями мелкого туфогенного материала, встречаются остатки довольно разнообразной фауны, возможно переотложенной: *Mytilus* cf. *pilvoensis* Sim., *Modiolus* cf. *matchgarensis* (Mak.), *M. tetragonalis* Slod., *Clinocardium salvationemense* Laut., *Papyridea* sp., *Venericardia* cf. *kriljonensis* L. Krisht., *Mya grewingki* Mak,. *Corbicula* sp. (cf. *C. tatarica* Laut.), *Liocyma furtiva* Yok., *Tellina* sp., *Macoma kornuensis* Laut., *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Turritella* sp., *Actaea* sp., *Ancistrolepis modestoideus* (Tak.), *Natica* sp., *Brisaster* sp. (cf. *B. maximus* Clark), *Terebratulina* sp., *Hemithyris* sp., *Balanus* sp.

В Красногорско-Ильинском районе такарадайская свита отличается значительным преобладанием песчаных пород в восточных участках и алевритовых — в западных. Ее общая мощность до 1000 *м*.

В нижней подсвите мощностью до 300 *м* преобладают чередующиеся плитчатые слоистые полимиктовые песчаники с мощностью пластов до 10 *м* и мелкозернистые неслоистые алевролиты с мощностью пластов до 20 *м*. Алевритистые окремненные аргиллиты имеют резко подчиненное значение, мощность пластов их до 5 *м*. Редкие прослои мелкогалечных полимиктовых конгломератов и олигомиктовых гравелитов характерны для верхней половины подсвиты. Кроме этого, для нижней подсвиты характерны мелкие шарообразные мергелистые, карбонатные, реже пиритовые конкреции и «геннойши», а также значительные скопления мелкого растительного детрита. Песчаники состоят из окатанных и угловатых обломков кварца, микропертита, кислого и среднего плагиоклаза, калишпата, халцедона, кремнистых сланцев, бурого основного вулканического стекла, листочков мусковита и зерен циркона. Цемент песчаников алеврито-глинистый, глинистый, окрашенный гидроокислами железа, иногда карбонатный, базального или порового типа. Более песчаные разности алевролитов содержат «песчаные трубки» — ходы червей и ракообразных. Алевролиты состоят из угловатых и хорошо окатанных обломков кварца и в меньшей мере из обломков плагиоклаза, слюды, хлорита и единичных зерен эпидота, циркона, турмалина, кварцита и осадочных пород. Цементирующая масса — кремнисто-глинистая, окрашенная гидроокислами железа. В аргиллитах основная глинистая масса сложена минералами групп гидрослюд, с небольшой примесью каолинита, иногда монтмориллонита. Обломочный материал представлен зернами кварца, полевых шпатов, хлоритом, глауконитом, слюдами, единичными зернами эпидота.

Средняя подсвита мощностью до 400 *м* сложена преимущественно песчано-алевритовыми породами, с характерными постепенными взаи-

* Эти отложения, возможно, относятся к основанию вышележащей аракайской свиты (*Прим. ред.*).

http://jurassic.ru/

мопереходами алевролитов в песчаники и наоборот, с общей тенденцией к увеличению алевритового материала вверх по разрезу. Мощность пластов алевролитов от 1 до 15 *м*, песчаников от 2 до 10 *м*. По составу обломочного материала эти породы аналогичны описанным выше, но отличаются крупными линзообразными скоплениями мелкой гальки, присутствием трубок илоедов, шарообразных и пластовых конкреционных образований преимущественно карбонатного состава. К верхней части подсвиты приурочены редкие пласты мощностью до 2—5 *м* туфогенных песчаников, отличающихся буро-серыми оттенками и большей плотностью. Они состоят из угловатых обломков кварца, калишпатов, халцедона, моноклинного пироксена, кислого плагиоклаза, сцементированного опализированным пепловым материалом.

Верхняя подсвита сложена преимущественно окремненными алеврито-глинистыми породами, с резко подчиненными прослоями туфогенных песчаников, туфов и туффитов, с включениями мелкой гальки, растительных остатков и конкреционных образований. Ее мощность до 300 *м*. Пласты туфов и туффитов мощностью от 0,01 до 0,1 *м* состоят из обломков среднего и основного серицитизированного и эпидотизированного плагиоклаза, андезито-базальта, бурого вулканического стекла, мелких листочков бурого биотита, обломков фельзита. Цементирующее вещество представлено пепловыми частицами основного и среднего вулканического стекла, иногда с включениями зерен магнетита. В песчаниках полностью отсутствуют обломки горных пород, но содержится много пеплового материала, особенно в туфогенных породах.

В отложениях такарадайской свиты рассматриваемого района найдены остатки *Acila* sp. *Yoldia caudata* Khom., *Yoldia angusta* L. Krisht., *Y. takinoensis* L. Krisht., *Venericardia* sp. *Thyasira smekhovi* Kogan, *Nemocardium yokoyamai* Takeda, *Laternula (Aelga) korniana* L. Krisht., *Macoma* sp., *Tellina* sp., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Spisula* sp., *Mya* sp., *Turritella* cf. *blakeleyensis* Weav., *Polinices esutoruensis* L. Krisht., *Ancistrolepis* cf. *modestoideus* (Tak).

В Чеховско-Томаринском районе такарадайская свита делится на две части: нижнюю, сложенную алеврито-песчаными образованиями с прослоями аргиллитов общей мощностью до 300 *м*, и верхнюю, сложенную преимущественно алеврито-глинистыми породами мощностью до 700 *м*. Для свиты характерно погрубение обломочного материала в породах с запада на восток.

В нижней части свиты встречаются пачки чередования алевролитов, аргиллитов, песчаников мощностью до 15 *м*. Песчаники и алевролиты близки к таким же породам более северных районов, в них также встречаются конкреционные образования карбонатного мергелистого и пиритового состава и «геннойши». Аргиллиты и глинистые алевролиты окремнены и ожелезнены. В нижней части породы значительно хуже отсортированы. Алевролиты и песчаники сложены преимущественно обломками и зернами кварца, полевого шпата, хлорита, слюд, обломками кварцита, осадочных пород и единичными зернами турмалина, сфена, циркона, а также редкими фрагментами панцирей диатомовых водорослей. Цемент пород глинистый глинисто-карбонатный с глауконитом, базального типа и соприкосновения.

В верхней части свиты в алевролитах и аргиллитах встречаются линзы и скопления полимиктового и туфогенного псаффитового материала, а на плоскостях наслоения — обуглившийся растительный детрит. Количество прослоев полимиктовых песчаников увеличивается к югу района одновременно с увеличением туфогенного материала в них, особенно в верхней части свиты. Обломочный материал алевроли-

http://jurassic.ru/

тов верхней части представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами преимущественно кварца, плагиоклазов и обломками эффузивов, меньше — кремнистых пород, биотита, хлорита, хлорито-кремнистых пород. Цемент — слюдисто-глинистый, глинистый, иногда карбонатный, с зернами глауконита и пирита.

Песчаники верхней части свиты полимиктовые, обломочный материал их состоит из угловатых и угловато-окатанных зерен кварца и плагиоклазов, реже хорошо окатанных обломков эффузивных пород, кремнистых и слюдисто-кремнистых пород, единичных обломков слабо раскристаллизованного вулканического стекла, зерен пироксенов и биотита. Цемент карбонатный, глауконитовый, глинисто-слюдистый, по типу соприкосновения и выполнения пор.

Туфы и туффиты мощностью от 0,1 до 0,8 *м* встречаются среди пластов туфогенных песчаников. Обломочный материал их состоит из слабо раскристаллизованного среднего и основного вулканического стекла, обломков свежих гиалоандезитов, андезитов, андезито-базальтового стекла, крупных кристаллов свежих плагиоклазов и реже пироксенов, единичных оплавленных зерен кварца, обломков хлорита, слюд, кремнистых пород. Цемент — стекловатый, хлоритовый, иногда карбонатизированный. Тяжелая фракция песчаников и алевролитов состоит из: магнетита (40,5%), аутигенного пирита (15,8%), циркона (11,5%), гематита (6,45%), титансодержащих минералов (5,05%), измененных титансодержащих минералов (5,7%), пироксена (3%), сфена (2,84%), граната (1,9%), лейкоксена (0,88%), рутила (0,65%), минералов группы эпидота (0,3%) и амфиболов (0,37%), турмалина (0,22%), бурой слюды (0,28%), золота (0,1%) и андалузита (0,03%).

Нижняя часть свиты относится к лейкоксеновой зоне и эпидотовой подзоне, верхняя — к зоне бурых окислов и пиритовой подзоне.

Геохимическая среда накопления осадков такарадайской свиты была щелочной восстановительной (аутигенный кальцит, доломит, сидерит, пирит, аналогичного состава конкреции, битум, совместно с аутигенным пиритом и сидеритом), с некоторыми колебаниями в сторону щелочной окислительной в песчаных разностях и до резко щелочной и резко восстановительной — в аргиллитах с пиритизированным или сидеритизированным цементом.

Единичные маломощные линзы мелкогалечных конгломератов (или конгломератовых песчаников) встречаются в нижней части свиты на востоке рассматриваемого района. Гальки состоят из кварца, кремнистых и хлоритовых сланцев, реже эффузивных пород. По сравнению с северными районами здесь отсутствуют гальки метаморфизованных песчаников, порфиров и гранитов.

В такарадайской свите встречаются многочисленные остатки фауны. В нижней половине свиты известны: *Acila (Acila)* cf. *praesinnaiensis* L. Krisht., *A. (Truncacila) sachalinensis* L. Krisht., *Sacella* cf. *pulchrisinuosa* Clark, *Yoldia takaradaiensis* L. Krisht., *Y. salvationemensis* Laut., *Venericardia* cf. *castor* Dall., *V. kriljonensis* L. Krisht., *Clinocardium salvationemense* Laut., *Nemocardium yokoyamai* Takeda, *Corbicula* cf. *sookensis* (Clark et Arn.), *C.* cf. *tokudai* (Yok.), *Mya sachalinensis* L. Krisht., *Thracia* sp., *Solen* sp, *Periploma* sp. (cf. *P. kariboensis* L. Krisht.), *Macoma* sp., *Ancistrolepis* cf. *modestoideus* (Tak.), *Turritella* cf. *karatsuensis* Nagao, *Natica* sp., *Balanus* sp., *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao.

В верхней части свиты кроме многочисленных *Yoldia* и *Nemocardium* встречаются: *Nucula* sp., *Acila (Truncacila)* cf. *shumardi* (Dall.), *Nuculana nagaoi* (Tak.), *Yoldia watasei* Kaneh., *Y.* cf. *ovata* Tak., *Y. caudata* Khom., *Venericardia elliptica* Tak, *Y. kriljonensis*

http://jurassic.ru/

L. Krisht., *Malletia poronaica* Yok., *Laternula* (Aelga) *korniana* L. Krisht., *Angulus (Tellinides) maximus* (Nagao), *Tellina kamakawaensis* Clark, *Thyasira smekhovi kriljonensis* L. Krisht., *Mya* cf. *grewingki kusiroensis* Nagao et Jnove, *Neptunea subantiquata* Mart. et Rads., *Ancistrolepis modestoideus* (Tak.), *Trominina japonica* Tak., *Turritella* cf. *poronaiensis* Tak., *Polinices esutoruensis* L. Krisht., *Balanus* sp.

В породах свиты также найдены остатки фораминифер: *Cribroelphidium* sp. indet. (*C.* ex gr. *sumitomoi* (Asano et Murata), *Nonion* sp. indet., *Silicosigmoilina* sp, indet., *Cornuspira* sp. indet., *Polymorphinidae, Pseudoglandulina* aff. *conica* (Neugeboren), *Cribrononion* sp. indet., *Haplophragmoides* ex gr. *laminatus* Vol, *H.* aff. *kirki* Wicken., *H. minutus* Kuz., *H. carinatus* Cush. et Renz., *Quinqueloculina* sp. indet., *Bathysiphon* sp. indet., *Saccommina* sp. indet., *Reophax* aff. *tappuensis* Asano, *Trochammina* sp., *Globulimina* sp. indet., *Rhabdammina* sp. indet., *Cyclammina pacifica* Beck., *Cornuspira* sp. indet., *Nodosaria* sp. indet., *Pseudoglandulina inflata* (Bornemann), *Angulogerina* sp., *Cireus* sp. indet., *Ammobaculites* aff. *avabiraensis* Asano, *Lagena substriata* Williamson, *Anomalia* sp. indet., *Pullenia* sp. indet., *Alveolophragmium* sp., *Amomarginulina* sp. indet., *Dentalina dusenburgi* Beck, *Dentalina* sp. indet., *Melonis* sp. indet., *Fissurina marginata* (Montsgu), *Glondulina loevigata* Orb., *Bulimina* sp. indet. и обломки панцирей диатомовых водорослей.

В Долинско-Холмском районе такарадайская свита делится на три части. В нижней мощностью примерно 100 *м* преобладают песчаные и глинистые алевролиты, алевритистые аргиллиты с подчиненными им песчаниками, количество которых возрастает к югу района. Аргиллиты и алевролиты характеризуются постепенными переходами между собой, относительной плохой сортировкой обломочного материала, большим количеством мелкорассеянного растительного детрита, включений мелкой гальки. Мощность пластов от 3 до 15 *м*. Обломочный материал алевролитов и аргиллитов отличается лишь диаметром частиц. В нем присутствуют обломки угловатой и неправильноокатанной формы зерен кварца, плагиоклаза, эффузивов (гиалоандезит), кремнистых пород, биотита, хлорито-кремнистых пород, цемент слюдисто-глинистый, участками карбонатизированный, пропитан гидроокислами железа, иногда слюдисто-каолинитовый; по растительным остаткам развивается пирит. Состав тяжелой фракции алевролитов и аргиллитов почти одинаковый и резко различается лишь по содержанию пирита и по отсутствию эпидота и лейкоксена в аргиллитах. В породах преобладают зерна магнетита (29,3—62,3%), бурых окислов (24—26%), пироксена (0,1—14,8%), лейкоксена (24,5%), циркона (21—6%), эпидота (13,9—24,7%); меньше — титансодержащих минералов (1,6—7,29%), сфена (3,6%), граната (3,2%), турмалина (0,3%); редко встречаются брукит, роговая обманка, ортит, бурая слюда, андезит; пирита в алевролитах 5,5%, в аргиллитах до 64%.

Отдельные пласты песчаников мощностью до 4—5 *м* отличаются большей плотностью. Обломочный материал их состоит из полуугловатых корродированных зерен кварца, плагиоклаза, различных осадочных пород, меньше (до 3%) обломков эффузивов, присутствуют аутигенный железистый карбонат, кальцит, пирит, глауконит. Цемент песчаников — базальный, глинисто-хлоритовый, с выделениями хлорита и цеолита и единичными зернами циркона.

Средняя часть свиты сложена чередующимися неслоистыми песчаными алевролитами, окремненными аргиллитами, с редкими прослоями плотных полимиктовых песчаников. Ее мощность до 100 *м*. Окремнен-

http://jurassic.ru/

ные разности алевролитов и аргиллитов имеют цемент базального типа, слюдисто-кремнистый, кремнистый, иногда почти полностью замещенный пиритом. Обломочный материал их состоит из окатанных и угловато-окатанных зерен кварца (до 40%), плагиоклаза (до 30%), хлорита (5%), гидрослюд (5—10%), обломков кварцита и кремнистых пород (10—15%). Состав обломочного материала песчаников: кремнистые породы (до 50%), зерна кварца (до 30%), сланцы (до 15%) и обломки осадочных, порфировых, гранитоидных и андезитовых пород (по 5—10% каждой). Цемент — глинистый, слюдисто-глинистый, реже карбонатный. Для песчаников характерны аутигенный глауконит и хлорит, реже пирит, кальцит, акцессорные эпидот и циркон.

Верхняя часть свиты сложена хорошо отсортированными песчаными алевролитами, мелко-среднезернистыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками и подчиненными им окремненными аргиллитами. Общая мощность этой части свиты до 400 *м*. Туфогенный материал здесь встречается в форме отдельных тонких линз или небольших желвакообразных включений псефитового туффита, тонких прослоев туфов и туффитов, тонкорассеянного мелкого пеплового материала главным образом в песчаниках и алевролитах.

Туфогенные породы состоят из слабо раскристаллизованного вулканического стекла, обломков андезито-базальтов с порфировой структурой и гиалоандезито-базальтов с витрофировой структурой, плагиоклазов, единичных зерен кварца, сцементированных пепловым материалом, иногда карбонатизированным, с цементом типа соприкосновения, реже базальным.

Для всех пород свиты характерно присутствие многочисленных карбонатных, мергелистых, пиритовых конкреций и «геннойши». Песчаные трубки — ходы червей и, видимо, ракообразных — приурочены к более песчаным разностям пород, особенно в нижней части свиты. Мелкая хорошо окатанная галька преимущественно кремнистых пород и кварца рассеяна по всему разрезу. Конгломераты мощностью до 3 *м* известны лишь в основании свиты в восточной части Холмского района, где такарадайская свита несогласно залегает на породах красноярковской свиты. Конгломерат разногалечный, преобладают гальки размером до 8 *см* хорошей окатанности, состоящие из синевато-серых мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов и темно-серых плотных аргиллитов.

Геохимической средой образования осадков нижней части свиты была щелочная слабо окислительная (аутигенный глауконит, редкие кристаллы лейкоксена, гидроокислов железа, много кальцита), на отдельных участках до щелочной слабо восстановительной (незначительное количество пирита); образование средней части происходило в начальную стадию в щелочной очень слабо окислительной или нейтральной среде (глауконит и кальцит), в последующую стадию — в слабо щелочной восстановительной обстановке (пирит в составе тяжелой фракции до 64%); отложения верхней части формировались в слабо щелочной, но в относительно менее восстановительной обстановке (пирит в незначительном количестве). По минеральному составу пород тяжелой фракции выделяются зоны лейкоксена и бурых окислов с эпидот-пиритовой подзоной в нижней части и цирконовой в верхней.

В породах и конкрециях свиты встречается разнообразная фауна. Для свиты характерны в основном два комплекса остатков фауны — для нижней и верхней частей свиты, аналогичные таковым Чеховско-Томаринского района. Следует лишь отметить, что в рассматриваемом районе к песчаным разностям пород, как правило, приурочены значи-

http://jurassic.ru/

тельные скопления морских ежей *Linthia praenipponica* Nagao и двустворчатых моллюсков *Mya sachalinensis* L. Krisht.

В Невельско-Горнозаводском районе такарадайская свита отличается довольно однообразным составом пород, среди которых преобладают алевролиты с различной примесью терригенного материала. Прослои алевролитовых аргиллитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников имеют резко подчиненное значение и еще реже встречаются прослои — линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. В нижней части свиты мощностью до 700 *м* преобладают песчаные алевролиты, с прослоями полимиктовых песчаников и редких аргиллитов; в верхней части мощностью до 350 *м* — глинистые алевролиты, алевритистые аргиллиты с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов. Исключение составляют окрестности р. Шебунинки, где преобладающими являются однообразные плохо отсортированные песчаные и реже глинистые алевролиты максимальной мощностью 10—50 *м* и резко уменьшающейся по простиранию. К югу и северу от бассейна р. Шебунинки состав отложений изменяется. К югу увеличивается количество псефитового материала, а к северу — псаммитового и алевритового. В широтном направлении почти для всех районов развития такарадайской свиты на п-ове Крильон характерно уменьшение размеров обломочного материала к западу с одновременным увеличением мощности свиты в том же направлении. Во всех породах встречаются многочисленные конкреционные образования различной формы и состава: карбонатные, мергелистые, пиритовые, редкие «геннойши»; песчаные трубки (ходы илоедов) встречаются только в нижней части свиты, преимущественно в глауконитовых разностях песчаников и песчаных алевролитов.

Алевролиты и песчаники нижней части свиты характеризуются относительно плохой сортировкой обломочного материала, полимиктовым составом его, пятнисто-полосчатым видом отдельных пачек, обусловленным линзочками уплотненного обуглившегося растительного детрита и резкой сменой одних типов пород другими. В алевролитах преобладают угловатые и полуугловатые обломки кремнистых пород (20—30%), кварца, осадочных пород, метаморфических сланцев (по 10% каждого); в отдельных разностях — обломки пирокластических пород: кристаллов плагиоклазов среднего ряда, гиалоандезитов, пепловых частиц, сцементированных слюдисто-глинистой массой, пропитанной гидроокислами железа; цемент базального типа и выполнения пор; аутигенные образования: хлорит, глауконит, лейкоксен, пирит. Состав тяжелой фракции алевролитов: рудные (28,6%), эпидот (23%), лейкоксен (13%), апатит (8,6%), циркон (5,7%), сфен (5,2%), титансодержащие минералы (3,5%), пирит (19,5%), гранат бесцветный (2,3%), бурые окислы (1,9%), анатаз (1,2%), турмалин (1%), рутил (0,4%). Встречаются единичные обломки брукита, роговой обманки, ортита, пироксена, эгирина, ставролита, хлорита.

Песчаники состоят из угловато-окатанных обломков и зерен кварца и кремнистых пород (по 25—30% каждой разности), осадочных пород (10—15%), хлоритовых пород (5—7%), метаморфизованных песчаников (5—8%), граната (1—3%), андезитов и плагиоклазов (по 5—7% каждого), сцементированных слюдисто-глинистым, карбонатным, реже хлоритизированным веществом. Аутигенные минералы представлены бурым хлоритом, кальцитом, глауконитом и единичными выделениями железистого карбоната. Тяжелая фракция песчаников состоит из рудных минералов (52,9%), бурых окислов (18,3%), лейкоксена (17,2%), циркона (6,5%), пирита (12,5%), бесцветного граната (4,2%), окрашенного граната (1,6%), апатита (4,5%), сфена (1,4%), бурой слюды

http://jurassic.ru/

(1%), рутила, турмалина, роговой обманки (по 1% каждого) и редко эпидота.

Мощность пластов алевролитов 2—15 *м*, песчаников 0,5—10 *м*, карбонатных песчаников 0,3—2,0 *м*. Глауконитовый песчаник мощностью до 10 *м* приурочен к верхней половине нижней части свиты. На юге рассматриваемого района песчаник состоит из угловатых обломков кварца, полевых шпатов, осадочных пород; меньше — хлорита, слюд, единичные зерна пироксена и эпидота и много обломков древесины и растительного детрита.

В породах наблюдаются массовые скопления *Mya sachalinensis* L. Krisht и песчаных трубок — ходов илоедов. На участках максимального развития песчаных пород песчаники содержат линзы сажистого угля (до 1 *мм*), а также прослои известковистого алевролита, включения гравия темноцветных осадочных, эффузивных пород и обилие обуглившегося растительного детрита. Мощность пластов песчаников достигает 80—150 *м*. Обломочный материал их состоит из полуугловатых, корродированных обломков кремнистых пород (до 40%), кварца (15—20%), сланцев, метаморфизованных песчаников, андезитов, плагиоклазов, хлоритовых пород (примерно по 10% каждого). Редкий туфогенный материал в них представлен кристаллами плагиоклаза, гиалоандезитов, вулканического стекла, сцементированных слюдисто-глинистым материалом, иногда кальцитизированным. Цемент базального типа, слюдисто-глинистый. В цементе содержатся аутигенные образования хлорита, кальцита, глауконита, реже железистого карбоната, фосфорита. Иногда встречаются обломки пегматитов, метаморфизованных алевролитов, сильно измененных андезитовых порфиритов.

Аргиллиты, как правило, алевритовые, довольно плотные, окремненные. Они состоят из угловатых зерен кварцита (до 30%), обломков кремнистых хлорито-кремнистых пород и полевого шпата (по 10% каждого) в слюдисто-каолинитовой основной массе. Алевролиты и аргиллиты верхней части свиты отличаются несколько большей окремненностью, лучшей сортировкой обломочного материала и большим количеством туфогенного материала. Среди туфогенных песчаников встречаются прослои и длинные тонкие линзы туффитов, с большим количеством мелкой хорошо окатанной, преимущественно кремнисто-кварцевой гальки.

Алевриты состоят из угловатых и полуугловатых обломков кварца, полевого шпата, кремнистых и кварцитовидных пород, андезитов, плагиоклазов, сцементированных слюдисто-глинистым, каолинитовым веществом, часто карбонатизированным; цемент базальный. Мощность пластов до 12—15 *м*.

Аргиллиты монолитные, слюдистые, иногда с тонким обильным растительным детритом, реже с линзочками углисто-глинистых пород и пятнистых включений туфогенного материала, сильно ожелезненные с поверхности, остроугольные, реже — удлиненно-столбчатые при выветривании; встречается редкая мелкая хорошо окатанная полимиктовая галька.

Аргиллиты состоят из полуугловатых и угловатых обломков и зерен кварца, свежего плагиоклаза, слюд, обуглившегося растительного детрита. Аутигенные минералы представлены глауконитом, пиритом, лейкоксеном, гидроокислами железа. Мощность пластов от 0,8 до 12—15 *м*.

Туфы и туффиты псефито-псаммитовые и псаммитовые. В туффитах обломочный материал состоит из кремнистых пород, микропегматитов, зерен кварца, аргиллитов, андезитов с порфировой структурой и гиалиновой структурой основной массы.

http://jurassic.ru/

Туфогенный материал во всех породах состоит из обломков эффузивов среднего, реже — среднего основного ряда. Он представлен свежими гиалоандезитами, андезитами, обломками и идиоморфными кристаллами плагиоклазов, пироксенов, андезито-базальтового стекла, редко оплавленными зернами кварца. Пепловый материал отсутствует. Цементирующее вещество — слюдисто-глинистое, редко слюдисто-глинисто-хлоритовое.

Редкие линзообразные прослои конгломератов (до 4) характерны для верхней половины свиты. Мощность их от 10 *см* до 3 *м*. Преобладают мелкогалечные конгломераты. Третий сверху пласт, расположенный примерно в средней части свиты, в районе Шебунино состоит из угловато-окатанных, неправильно-треугольных и удлиненно-овальных галек средних, иногда крупных размеров. Петрографический состав галек: кремнистые породы (48—62%), порфиры (8—30%), яшмы (2—5%), аргиллиты (5—12%), песчаники (2—10%), кварциты (3—6%), туфогенные породы и андезиты (по 1—2%). Цементирующее вещество — полимиктовые глинистые песчаники. По составу тяжелой фракции свита относится к лейкоксен-апатитовой зоне, причем нижняя часть входит в слюдисто-хлоритовую подзону, а верхняя — в пирит-эпидотовую подзону.

Нижняя часть свиты в первую стадию диагенеза формировалась в сильно щелочной слабоокислительной среде, в последующую — в сильно щелочной слабовосстановительной среде (аутигенный глауконит, хлорит, лейкоксен, гидроокислы железа, иногда окись фосфора, кальцит; меньше пирита, известковые конкреции, реже «геннойши», сидерит, пирит в тяжелой фракции). Верхняя часть свиты формировалась примерно в тех условиях, которые незначительно изменялись на отдельных участках в сторону большей восстановленности среды. Преобладающий песчаный состав средней части свиты в пределах отдельного участка района формировался в щелочной слабо окислительной обстановке (уменьшение количества почти всех вышеперечисленных аутигенных минералов, полное отсутствие пирита в тяжелой фракции, прослой с сидеритовыми конкрециями).

В свите найдена следующая фауна. В нижней части — *Nucula postangulata* Clark, *Acila (Acila) praesinnaensis* L. Krisht., *A. (Truncacila) decisa* Conrad, *Nuculana (Sacella)* sp., *Yoldia takaradaiensis* L. Krisht., *Y. kovatschensis* (Slod.), *Portlandia (Portlandella) scaphoides* Nagao, *Clinocardium salvationemense* Laut., *Venericardia* cf. *castor* Dall., *Y. kriljonensis* L. Krisht., *Mytilus* cf. *pilovoensis* Sim., *Nemocardium yokoyamai* Takeda, *Corbicula tatarica* Kogan., *Tellina kriljonensis* L. Krisht., *Macoma lakumensis* Laut., *Mya sachalinensis* L. Krisht., *Pododesmus* sp., *Molopophorus* cf. *lincolnensis* Weav., *Ancistrolepis* cf. *modestoideus* Tak., *Turritella* aff. *blakeleyensis* Weav., *Dentalium* sp., *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao.

В верхней части свиты встречается более разнообразный комплекс фауны. Кроме раковин *Yoldia, Nemocardium, Clinocardium, Cardita* и *Mya*, известных из нижней части свиты, здесь найдены: *Acila (Acila) sinnaiensis* L. Krisht., *A. (Truncacila) osugii* Nagao et Huzioka, *Yoldia salvationemensis* Laut., *Y.* cf. *scaphoides* Nagao, *Y. caudata* Khom., *Y. subpilvoensis* L. Krisht., *Y. angusta* L. Krisht., *Venericardia* cf. *castor* Dall, *Chironia sachalinensis* L. Krisht., *Laternula (Aelga) korniana* L. Krisht., *Thyasira smekhovi* Kog., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Liocyma furtiva* (Yok.), *Macoma* cf. *simizuensis* L. Krisht., *M. kornuensis* Laut., *Psephaea kriljonensis* L. Krisht., *Scaphander khandasensis* Kogan., *Polinices esutoruensis* L. Krisht.,

http://jurassic.ru/

Trominina angasiana (Yok.), *T. japonica* Takeda, *Ancistrolepis modestoideus* (Tak.) *.

Возраст такарадайской свиты установлен Л. В. Криштофович (1954, 1960). В составе свиты выделяются два горизонта: среднеолигоценовый — шебунинский и верхнеолигоценовый — лесогорский. Нижняя часть такарадайской свиты относится к шебунинскому горизонту (шебунинский ярус), верхняя — к лесогорскому горизонту (лесогорский ярус). Они содержат определенные фаунистические слои или зоны (снизу вверх): в шебунинском горизонте выделяются слои с *Acila praesinnaensis* L. Krisht., *Nemocardium yokoyamai* Takeda и слои с *Nucula postangulata* Clark., *Yoldia scaphoides* Nagao, *Y. takaradaiensis* L. Krisht.

В лесогорском горизонте выделяются слои с *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Trominina japonica* (Tak.) в нижней части и слои с *Yoldia angusta* L. Krisht., *Laternula (Aelga) korniana* L. Krisht. в верхней части.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

В пределах Сахалина неогеновые отложения распространены наиболее широко. Ими слагаются обширные низменности и подножья крупных горных сооружений. Главнейшие районы распространения неогеновых отложений показаны на рис. 21. Вследствие различий в истории геологического развития отдельных районов разрезы неогеновых отложений весьма изменчивы. Причем наибольшие отличия устанавливаются для запада и востока острова (см. приложение IV).

Западный Сахалин

Западно-Сахалинские горы, как теперь установлено, представляют собой крупное тектоническое сооружение — антиклинорий, ядро которого сложено меловыми, а крылья — палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Первыми исследователями неогеновых отложений северной части Западно-Сахалинских гор был Э. Э. Анерт (1908, 1910), Н. Н. Тихонович (1914, 1915), П. И. Полевой (1909, 1924) и А. Н. Криштофович (1917—1924). Изучением угленосных отложений центральной части западного побережья Сахалина в 1917—1924 гг. занимались А. Н. Криштофович, П. И. Полевой, А. И. Козлов, И. А. Преображенский, Х. Ябе и С. Симидзу. А. Н. Криштофович в составе палеогеновых и неогеновых отложений установил три угленосных свиты: нижнедуйскую, кузнецовскую и верхнедуйскую. Позднее И. А. Преображенский (1922) пришел к выводу, к сожалению в дальнейшем забытому, что угленосные отложения района пос. Агнево подстилают толщу мощных вулканогенных образований, лежащую стратиграфически ниже морских слоев мыса Маркевича.

В южной половине Сахалина в 1923 г. японские геологи проводили исследования, связанные с изучением нефтяных полей. В 1925 г. А. Н. Криштофович, П. И. Полевой, Б. М. Штемпель и др. изучали юго-запад Северного Сахалина. В это время А. Н. Криштофовичем была разработана схема стратиграфии неогеновых и палеогеновых отложений. В изучении неогеновых отложений западного склона Запад-

* Судя по списку фауны, в верхнюю часть разреза, вероятнее всего, включены нижние слои аракайской свиты.

http://jurassic.ru/

но-Сахалинских гор приняли участие А. И. Козлов, Б. М. Штемпель, А. А. Капица, В. В. Медведев, Л. М. Саяпина и др. Неогеновые отложения восточных отрогов Западно-Сахалинских гор изучались Е. М. Смеховым (1936, 1939, 1941), Н. С. Ерофеевым (1939), Н. П. Будниковым (1938, 1939), И. А. Голубковым (1939). В результате проведенных исследований пополнились литологическая, палеонтологическая и минералого-петрографическая характеристики свит и уточнен возраст отложений.

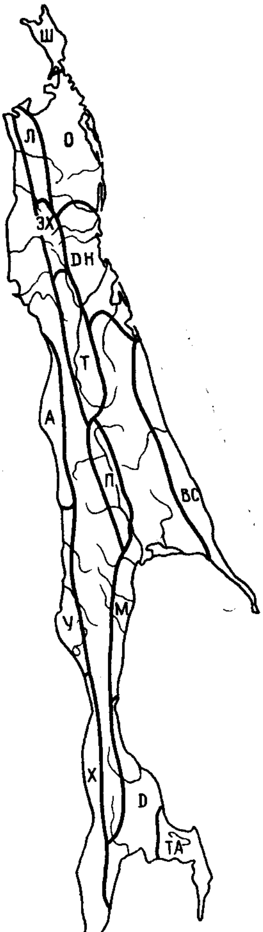


Рис. 21. Схема районов распространения неогеновых отложений на Сахалине

А — Александровский, У — Углегорский, Х — Холмский, ТА — Тонино-Анивский, Д — Долинский район, М — Макаровский, П—Побединский, Т — Тымовский, ЭХ — Энгизгальско-Хунмактинский, Л — Лангрыйский, ВС—Восточно-Сахалинский, ДН — Дагинско-Набильский, О — Охинский, Ш — Шмидтовский

Южная половина Сахалина в эти же годы в связи с поисками и разведкой месторождений нефти и каменного угля изучалась японскими геологами. Особенно большие по объему геологические работы были ими предприняты в период с 1935 по 1945 г. Уватоко Кунио разработал схему стратиграфии неогеновых отложений Южного Сахалина и дал детальное описание разреза. Эта схема, впоследствии уточненная советскими геологами, используется и в настоящее время. В разработке стратиграфии неогеновых отложений и изучении содержащихся в них остатков фауны и флоры большое значение имели исследования Ф. Г. Лаутеншлегера, Н. Я. Когана, А. Н. Криштофовича, М. О. Борсук и др.

Результаты геологических исследований, проведенных в Александровском районе, были обобщены в сводных работах А. А. Капицы (1945) и Б. М. Штемпеля (1948).

В 1945 г. в южной половине острова проводились маршрутные геологические исследования Е. М. Смеховым (1947—1948 гг.), И. Г. Гринбергом (1948 г.), Г. К. Невским (1948) и В. Н. Киркинской (1948). В северной части южной половины острова в 1947 г. была начата геологическая съемка А. А. Капицей, Л. М. Саяпиной, Г. Т. Татариновым и П. Д. Шкляевым; в Макаровском и Поронайском районах геологическую съемку проводил К. П. Евсеев.

В 1947—1948 гг. на юге Сахалина неогеновые отложения изучали Я. Е. Пащенко, Т. И. Анодин, Л. С. Жидкова и др. Стратиграфо-палеонтологическое изучение неогеновых отложений Южного Сахалина в эти же годы производилось Т. Н. Байковской, А. П. Ильиной, Л. В. Криштофовичем, А. А. Симоновой, К. П. Евсеевым, Л. С. Жидковой.

Е. М. Смеховым в монографии, посвященной геологии и нефтегазоносности Сахалина (Смехов, 1953), впервые для всей территории острова была предложена региональная корреляционная стратиграфическая схема, явившаяся основой для дальнейших стратиграфических исследований.

Начиная с 1948 и по 1956 г. сотрудниками Сахалинского филиала ВНИГРИ были получены новые данные, позволившие уточнить биостратиграфию неогеновых отложений. Наиболее важные данные были по-

http://jurassic.ru/

лучены И. Г. Гринбергом, В. Н. Винюковым, В. И. Богидаевой, И. А. Галко-зих, Л. П. Емеленой, С. Д. Гальцевым-Безюком, И. А. Тепловым, В. К. Терниковым, В. И. Ломакиным, Л. Н. Соломатиной, С. М. Зайцевой, Д. Ф. Русаковым, Л. Б. Пуркиным и др. Эти исследования, уточнившие и пополнившие стратиграфическую схему Е. М. Смехова, охарактеризованы в работах С. Н. Алексейчика и др. (1953, 1963), В. Д. Козырева, И. Г. Гринберга и др. (1960).

В 1958—1966 гг. детальное изучение неогеновых отложений южной части Западно-Сахалинских гор проводилось Д. Я. Барковым, В. Е. Бевзом, В. Г. Гальверсеном, П. Д. Демченко, Ю. М. Есиповым, В. П. Клюевым, Ю. М. Ковтуновичем, Н. С. Моргуновым, Л. С. Моргулисом, В. Н. Накрохиным, Л. А. Павловым, В. О. Савицким, Д. Ф. Семеновым, О. Б. Семеновичем, Ю. Н. Тарасевичем, В. Т. Шейко, А. А. Трепалиной, В. П. Мытаревым, А. С. Шуваевым, С. М. Александровым, Г. С. Ведерниковым, В. П. Феликсом, М. З. Бахтеевой. В. Н. Киркинская (1949—1951) занималась изучением верхнедуйской (углегорской) свиты Южного Сахалина, И. Г. Гринберг (1949—1950) — невельской, Л. С. Жидкова (1951—1953) — маруямской свиты. И. Н. Кузина и С. С. Размыслова детально описали нижнемиоценовые отложения Александровского, Армуданского и Поронайского районов. Были закончены монографические работы, посвященные палеонтологии, биостратиграфии, минералогии и петрографии неогеновых отложений Южного Сахалина (Зиндель, 1951; Л. В. Криштофович и А. П. Ильина, 1964; Криштофович, 1954, 1964). И. Н. Кузина и И. И. Ратновский начиная с 1948 г. и до последнего времени занимались изучением стратиграфии, фауны и литолого-фациальных особенностей неогеновых отложений различных районов Сахалина.

В составе неогеновых отложений рассматриваемой территории, как и в других районах Сахалина, выделяются девять горизонтов, краткая характеристика которых приводится ниже. Каждый из этих горизонтов имеет свой стратотип и отвечает по объему какой-либо свите в составе неогена.

По литологическим, фациальным и биостратиграфическим особенностям неогеновых отложений в пределах рассматриваемой территории выделяется ряд районов.

Александровский район характеризуется широким развитием в составе неогеновых отложений как вулканогенных, так и нормально-осадочных терригенных образований. Отличительной особенностью Углегорского района является преимущественное развитие здесь нормально-осадочных терригенных фаций. Вулканогенные породы встречаются в очень незначительном количестве. Холмский район характеризуется широким распространением кремнисто-вулканогенных и вулканогенных образований. Побединский район характерен полным отсутствием вулканогенных пород в составе неогеновых отложений. Последние появляются в Макаровском и вновь исчезают в Долинском районах. Для всех районов восточного склона Западно-Сахалинских гор характерно развитие диатомовых отложений.

Александровский район

Район охватывает западное побережье Сахалина от пос. Виахту на севере до пос. Бошняково на юге. Отложения неогена в отдельных участках обнажаются на западном склоне Западно-Сахалинских гор и выполняют Агнево-Александровскую впадину. В составе неогеновых образований здесь различаются: сергеевская и макаровская серии и

http://jurassic.ru/

помырский горизонт, соответствующие определенным седиментационным циклам (рис. 22).

Сергеевская серия. Мачигарский горизонт. *Ахснайская свита* * обнажается по побережью Татарского пролива, южнее пос. Октябрьского. Свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена чередующимися прослоями и пачками темно-серых слоистых и неслоистых аргиллитов, алевролитов и зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников с прослоями углистых аргиллитов и каменного угля (от 1 до 8 рабочих пластов сложного строения мощностью от 3 до 24 *м*).

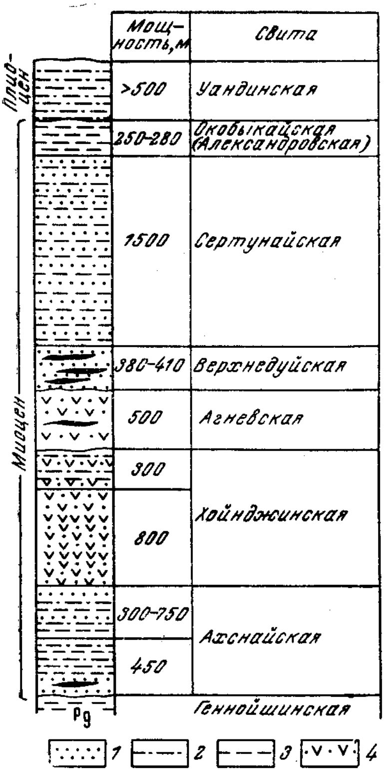


Рис. 22. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Александровского района

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты и глины; *4* — туффиты; *5* — уголь

На подстилающих палеогеновых отложениях подсвита залегает с небольшим стратиграфическим несогласием. Ее мощность изменяется в широких пределах, но не превышает 450 *м*.

В породах свиты обнаружены остатки растений: *Betula* cf. *angustifolia* Newb., *Corylus macquarrii* (Forb.) Heer, *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Rhamnus gaudinii* Heer, *Rh. duensis* Borsuk, *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium distichum miocaenum* Heer, *T. dubium* Heer, *Quercus duensis* Bajk., *Thuites Ehrenswardii* Heer и др. В этом списке обращает на себя внимание присутствие форм, пока еще не установленных в верхнедуйской свите, таких, как *Osmunda sachalinensis, Rhamnus duensis*, и не обнаруженных в нижнедуйской (эоценовой) свите — *Thuites Ehrenswardii.* Исключительно характерна для нижнеахснайской подсвиты форма *Betula* cf. *angustifolia* Newb. Большинство же видов и родов растений известны как из нижнедуйской, так и из верхнедуйской свит.

Впервые подсвита была выделена А. Н. Криштофовичем под названием кузнецовской свиты в районе нижнего течения р. Агнево (1927), но впоследствии она необоснованно параллелизовалась с верхнедуйской свитой. Существование самостоятельной третьей (ахснайской или кузнецовской) угленосной свиты было подтверждено авторами.

Верхняя подсвита ахснайской свиты ** мощностью 300—750 *м* распространена вдоль побережья острова от р. Бродяжки на севере до мыса Эгранвис на юге. Сложена она чередующимися прослоями зеленовато-серых слоистых и плитчатых мелкозернистых песчаников, темно-серых неяснослоистых и слоистых алевролитов и аргиллитов. Более тонкообломочные породы преобладают в нижней части подсвиты, а песчаные — в верхней. Реже в составе подсвиты встречаются туфы и туффиты, количество и мощность прослоев которых увеличиваются кверху,

* На геологической карте ахснайская свита показана вместе с хойнджинской и агневской свитами как подразделение N_1^1.

** По А. Н. Криштофовичу, собственно ахснайская свита.

http://jurassic.ru/

что подчеркивает постепенный переход к вышележащей хойнджинской свите. В песчаниках и алевролитах верхнеахснайской подсвиты встречены остатки ископаемой фауны, среди которой наиболее обычны: *Yoldia matschigarica* Laut., *Cardita matschigarica* Khom., *C. tusiunensis* Laut., *C. vagisana* Kogan, *Cardium esutoruensis* L. Krisht., *Papyridea matschigarica* Khom., *Macoma asagaiense* Mak., *Mactra elongata* Laut., *M. (Spisula) albaria* Conrad, *Mya arenaria* Linne, *Corbicula tatarica* Laut. и др.

Ранее некоторыми исследователями нижняя часть подсвиты включалась в геннойшинскую, а верхняя в сертунайскую свиты (А. А. Капица, Л. М. Саяпина, Б. М. Штемпель и др.). Другие же признавали ее аналогом сертунайской свиты (И. А. Голубков, Ф. Г. Лаутеншлегер), или выделяли как нижнюю (хойнджинскую) толщу верхнедуйской свиты (И. И. Ратновский).

В состав мачигарского горизонта входит также часть хойнджинской свиты — ее нижняя (устьагневская) подсвита мощностью до 800 *м*. Эта подсвита сложена чередующимися пачками зеленовато-серых туфов андезита и базальта, туффитов, туфобрекчий и туфоконгломератов. В пачки туфов мощностью 10—40 *м* часто включены окатанная галька метаморфических пород и редкие прослои темно-серых аргиллитов.

Нерасчлененные холмский и невельский горизонты. Относящаяся к этим горизонтам толща пород в Александровском районе представлена верхнехойнджинской подсвитой, сложенной преимущественно туфогенными алевролитами с прослоями светлых туфов и туффитов и заключающей остатки *Yoldia* sp., *Mytilus* sp., *Thyasira bisecta* (Conrad), *Mya praesertunayensis* L. Krisht., *M.* ex gr. *ochotica* L. Krisht. Мощность подсвиты до 300 *м*.

Чеховский горизонт в Александровском районе включает осадочно-вулканогенную толщу агневской свиты * или слои мыса Маркевича мощностью до 500 *м*. Агневская свита состоит из туфов, туфобрекчий и туфоагломератов с прослоями темно-серых глинистых сланцев и пачкой (до 55 *м*) чередующихся прослоев слоистых аргиллитов, туфогенных песчаников, мелкогалечных и гравийных конгломератов. В составе этой свиты присутствует пять пластов бурого угля, переслоенных глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками.

Выходы свиты известны на ограниченных небольших по площади участках в районе пос. Октябрьского, к северу и к югу от устья р. Агнево и в районе мыса Эгранвис.

В основании свиты залегает пачка светло-серых тонкослоистых аргиллитов с мергелистыми конкрециями, чередующихся с прослоями темно-зеленовато-серых среднезернистых и мелкозернистых плитчатых песчаников. В районе мыса Эгранвис в составе свиты залегают покровы базальтов.

Для агневской свиты наиболее характерны следующие остатки морской фауны: *Chlamys* aff. *branneri* Arn., *Mytilus (Mytiloconcha) expansus* Arn., *M. ochotensis* Slod., *Modiolus tetragonaliformis* Laut., *Modiolaria kryshtofovitschi* Sim., *Saxidomus sachalinensis* (Sim.), *Mya markevitschi* Laut., *Actaea markevitschi* Laut., *Crepidula markevitschi* L. Krisht. и др.

Из остатков растений в свите обнаружены: *Populus balsamoides* Goepp., *Carpinus jedoensis* Max. foss. Nath., *Betula macrophylla* Heer, *B. sachalinensis* Heer, *Alnus sachalinensis* Baik. et Potap.,

* На карте объединена с хойндусинской свитой.

http://jurassic.ru/

Ulmus longifolia Ung., *Sorbus elliptica* Borsuk, *S. aucuparia* foss. Borsuk, *Micromelas plurinervis* Borsuk., *Crategus cappsii* Holl.

На подстилающих отложениях базальные слои свиты в Александровском районе залегают с небольшим стратиграфическим несогласием.

Макаровская серия распространена в северной части Александровского района, где она представлена верхнедуйским, сертунайским и окобыкайским горизонтами, которые в целом представляют полный завершенный цикл седиментации.

Верхнедуйский горизонт. По объему этому горизонту соответствует верхнедуйская свита, стратотип которой установлен на побережье Татарского пролива у пос. Дуэ (Макарьевка).

Верхнедуйская свита распространена от пос. Танги на севере до р. Агнево на юге. Свита сложена чередующимися прослоями зеленовато-серых тонкослоистых и массивных мелкозернистых и плитчатых среднезернистых песчаников (пласты мощностью от 1—2 до 10—15 *м*), темно-серых слоистых и неслоистых аргиллитов, с пластами каменного и бурого угля и углистых глин (до 17 пластов угля рабочей мощности). В песчаниках иногда присутствуют линзы мелкогалечных конгломератов и известково-песчаные конкреции. Преобладающими породами в свите, особенно в ее верхней части, являются аргиллиты; в основании встречаются пласты и прослои туфогенных пород. Для всей свиты характерно присутствие маломощных пластов морского происхождения. В направлении на восток породы свиты становятся более грубообломочными, а количество прослоев угля уменьшается. Мощность свиты около 380—410 *м*.

В свите найдены многочисленные отпечатки растений: *Populus balsamoides* Goepp., *P. zaddachi* Heer, *P. latior* Al. Br., *Trapa borealis* Heer, *Tilia sachalinensis* Heer, *Ulmus plurinervis* Ung., *Cassia lignitum* Heer, *Corylus insignis* Heer, *Magnolia ovalis* Lesq., *Myrica lignitum* Heer, *M. sachalinensis* Pojark., *Onoclea sensibilis* foss. Newb., *Phragmites alascana* Heer, *Quercus angustifolia* Heer, *Q. duensis* Baik., *Salix variants* Heer, *Viburnum schmidtianum* Heer.

В средней части свиты обнаружены остатки морских моллюсков и фораминифер: *Nucula* sp., *Acila (Truncacila)* cf. *conradi* (Meek.), *Nuculana tatarica* Kogan, *N. (Sacella)* sp., *Yoldia thraciaeformis* Storer, *Thyasira* sp., *Tellina* sp., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Laevicardium* sp., *Clinocardium schinjiense* (Yok.), *Corbicula* spp., *Modiolaria kryshtofovitschi* Sim., *Haplophragmoides* sp., *Miliolina* sp.

На подстилающих отложениях верхнедуйская свита залегает с перерывом, но согласно.

Сертунайский горизонт. Этот горизонт распространен в тех же районах, что и верхнедуйский горизонт. Его стратотипом является сертунайская свита рассматриваемого района.

Сертунайская свита наиболее полно представлена в береговом разрезе между устьями рек М. Сертунай и Александровки. Представлена свита ритмично чередующимися мелко- и среднезернистыми светло- и зеленовато-серыми, в различной степени алевритовыми песками, песчаниками (преобладают в разрезе) и темно-серыми алевролитами. В толще присутствуют многочисленные известковистые конкреции, нередко расположенные в виде горизонтов, глауконит, пирит, «геннойши» (псевдоморфоза кальцита по гейлюсситу), кремнистая галька, валуны осадочных пород, углефицированные растительные остатки, раковины моллюсков, фораминифер и кости позвоночных животных. Мощность свиты достигает 1500 *м*.

Свита в целом охарактеризована довольно разнообразным комплексом ископаемых моллюсков и фораминифер.

http://jurassic.ru/

Пластинчатожаберные представлены видами: *Acila (Truncacila)* cf. *gottschei* Böhm, *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana tatarica* Kogan, *Yoldia thraciaeformis* (Stor.), *Mytilus* cf. *edulis* Linne, *Modiolaria kryshtofovichi* Sim., *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* (Yok.), *Thyasira disjuncta* (Gabb), *Papyridea noyamiana* Kogan, *Clinocardium californiense* (Desh.), *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Tellina (Peronidia) lutea* Gray, *T. clivosa* Böhm, *Macoma calcarea* (Chem.), *M. optiva* (Yok.), *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Chione ensifer* (Dall), *Spisula polynyma voyi* (Gabb), *Mactra densata* (Conrad), *Mya arenaria* Linne, *Cryptomya californica* (Conrad), *Panope (Panomya)* ampla Dall; гастроподы — *Neptunea lirata* (Mart.), *Nassaria* sp., *Crepidula ungana* Dall, *Volutropsis* sp., *Epitonium* sp., *Natica (Tectonatica) andoi* Nagao; иглокожие — *Linthia* sp., *Echinarachnius* sp.; позвоночные — *Desmostylus* cf. *japonicus* Yok.; рыбы — *Isurus*; ракообразные — *Balanus*. Из фораминифер найдены: *Haplophragmoides impressus* Volosh., *Glandulina laevigata* d'Orb., *Buccella* ex gr. *citronea Leonenco, Streblus tosaensis* Ishizaki.

На подстилающих отложениях свита залегает согласно, с постепенным переходом, и согласно перекрывается вышележащими отложениями.

Окобыкайский горизонт. По своему объему окобыкайский горизонт соответствует нижней и средней подсвитам окобыкайской свиты, стратотипический разрез которой находится в Охинском районе.

Окобыкайская свита *. Проведенные И. Н. Кузиной (1967) в прибрежной части Александровского района исследования установили, что выделить в составе неогеновых отложений александровскую свиту в том объеме, в котором она долгое время здесь выделялась, не представляется возможным, так как окобыкайская свита почти не отличается от распространенной здесь же сертунайской свиты. Было доказано, что Ф. Г. Лаутеншлегер (1938), установивший впервые александровскую свиту, включил в ее состав значительную часть сертунайской свиты. Алеврито-глинистые отложения верхней части разреза, обнаженного в береговом обрыве от г. Александровска на юге до пос. Арково на севере, которые могли бы быть выделены как самостоятельная александровская свита, имеют мощность всего 250—280 *м*. Аналогичные по положению в разрезе, литологическому составу и палеонтологической характеристике отложения в настоящее время рассматриваются в Тымь-Поронайской депрессии как окобыкайская свита.

В связи с этим, а также в целях унификации разрезов алеврито-глинистые отложения центральной части Александровского района И. Н. Кузина предложила выделять не как александровскую свиту, а рассматривать ее в качестве окобыкайской свиты. Последняя выполняет мульду синклинальной складки на морском побережье между пос. Арково и устьем речки 2-й Солдатской и сложена однообразной толщей темно-серых обычно неслоистых алевролитов, то более глинистых, то более песчанистых, иногда с тонкими линзочками мелкого песчаного материала и прослоями (0,4—0,5 *м*) мелкозернистых песчаников. В этих отложениях содержатся углефицированные остатки растений, мелкая кварцевая и кремнистая галька, стяжения пирита, единичные сростки «геннойши» и конкреции известковистых алевролитов.

Свита характеризуется относительно однообразным комплексом моллюсков и имеет довольно много общих видов (отмечены кавычками) с сертунайской свитой. Из пластинчатожаберных присутствуют:

* На карте показана как александровская свита (*Прим. ред.*).

http://jurassic.ru/

Nucula psjakauphensis Khom., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Gardita beringiana* Slod., *Liocima fluctuosa* (Gould.), «*Thyasira disjuncta* (Gabb)», *Macoma calcarea* (Chem.); из гастропод — *Neptunea* sp., *Epitonium* sp., *Natica* sp. Фораминиферы представлены: *Haplophragmoides impressus* Volosh., «*Streblus* cf. *tosaensis* Ishizaki», *Cribroelphidium* cf. *subglobosum* (Volosh.), *Circus* cf. *laevigatus* Volosh., *Buccella* sp.

Установлены также следы жизнедеятельности бесскелетных организмов.

Окобыкайская свита залегает на подстилающей сертунайской свите согласно, но с резкой границей.

Помырский горизонт. В составе осадочной толщи, являющейся верхним членом неогеновых отложений Сахалина, различается только один горизонт — помырский, стратотипом которого является помырская свита п-ова Шмидта. В рассматриваемом районе помырский горизонт представлен отложениями уандинской свиты, ограниченно развитой в его северной части, к северу и югу от устья р. Трамбаус и у мыса Уанди.

Уандинская свита, с глубоким размывом залегающая на подстилающих отложениях верхнего мела, а местами, возможно, и на верхнедуйской свите, представлена синевато-серыми сильно песчаными глинами и комковатыми слабо сцементированными глинистыми песчаниками с прослоями гравелитов и лигнитов. Присутствуют крупные (до 2—3 *м*) и мелкие линзы и конкреции известковистых песчаников. Неполная мощность свиты до 500 *м*.

В обилии встречаются остатки фауны моллюсков, среди которых отмечаются как виды, имеющие весьма широкий диапазон распространения, так и виды, характерные только для этой свиты: пластинчатожаберные — *Anadara devincta* Conrad, *Glycymeris yessoensis* Yok., *G. chitanii* Yok., *Swiftopecten swiftii* Bern, *Ostrea uandiensis* Laut., *Mytilus (Mytiloconcha)* ex gr. *coalingensis* Arn., *Clinocardium californiense* Desh., *Serripes grönlandicus* (Chem.), *Chione securis* Shum., *Pitar kavranensis* Slod., *Macoma calcarea* (Brug.), *M. inquinata* Desh., *Spisula polynyma* (Stimps.), *Mactra (Pseudocardium) densata* (Conrad), *Mya truncata* Linne, *Cryptomya* cf. *bussoensis* Yok., *Panope (Panope) trambausensis* Laut.; *Crepidula princeps* Conrad, *Natica (Tectonatica) janthostoma* Desh. *Polinices galianoi* Dall. и др.

Присутствуют фораминиферы: *Streblus* ex gr. *beckarii* (Linne), *S. nipponicus* Asano, *S.* cf. *trispinosa Thalman, Elphidium sakhalinense* Volosh., *Eponides* cf. *mansfieldi* Cush., *E.* cf. *frigidus* Cush., *Elphidium excavatum* (Qrig.), *E. vulgare* Volosh., *Pullenia sphaeroides* (D'Orb.) и др.

Углегорский район

Углегорский район располагается к югу от Александровского района на западном побережье Сахалина и ограничивается на севере широтой пос. Бошняково, а на юге — г. Красногорска. В составе неогеновых отложений района выделяются сергиевская и макаровская серии и помырский горизонт (рис. 23).

Сергеевская серия. Эта серия пород представляет полный цикл седиментации и объединяет мачигарский, нерасчлененные холмский и невельский и чеховский горизонты.

Мачигарский горизонт. В Углегорском районе мачигарскому горизонту соответствуют вулканогенные образования аракайской свиты, стратотипический разрез которой располагается на западном побережье Сахалина в Холмском районе.

http://jurassic.ru/

Аракайская свита наиболее полно обнажается в бассейне р. Углегорки. В ее составе выделяются две пачки.

Нижняя пачка мощностью до 100 *м* сложена мелко-, средне- и крупнозернистыми зеленовато-серыми туфогенными песчаниками с редкими прослоями темно-серых, выбеливающихся при выветривании, тонкообломочных туффитов с двумя прослоями небольшой мощности туфоконгломератов. Участками в основании свиты отмечаются мощные пласты вулканических туфов.

Верхняя пачка мощностью до 700 *м* представлена монотонной толщей массивных, то более, то менее песчанистых мелкооскольчатых темно-серых, выбеливающихся при выветривании, окремненных алевролитов с включениями мелкой гальки. В алевролитах содержатся редкие прослои светло-серых туфогенных крупнозернистых и темно-серых мелкозернистых мелкооскольчатых песчаников, с прослоями мелкогалечных конгломератов и многочисленных маломощных прослоев (до 10—20 *см*) килоподобных глин, а также с известковыми и песчано-известковыми конкрециями (от 3—5 *см* до 0,5 *м*) и сростками «геннойши».

Встречаются остатки ископаемой фауны моллюсков, среди которых наиболее характерны: *Acila sinnaensis* L. Krisht., *Cardita tokunagai* Yok., *Clinocardium esutoruensis* L. Krisht., *C. asagaiense* Mak., *Nemocardium iwakiense* Mak., *Macoma asagaiense* Mak., *M. simizuensis* L. Krysht., *Liocyma furtiva* Yok., *Taras* cf. *gouldi* (Yok.) var. *gastelovi* Evseev, *Mactra tusinensis* Sim., *Mya* sp. (cf. *Mya japonica* Jav). *M.* cf. *kitausiensis* Laut., *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok. (*L. yokoyamai* Mak.). *Turritella* cf. *tokunagai* Yok., *Margarites* sp.

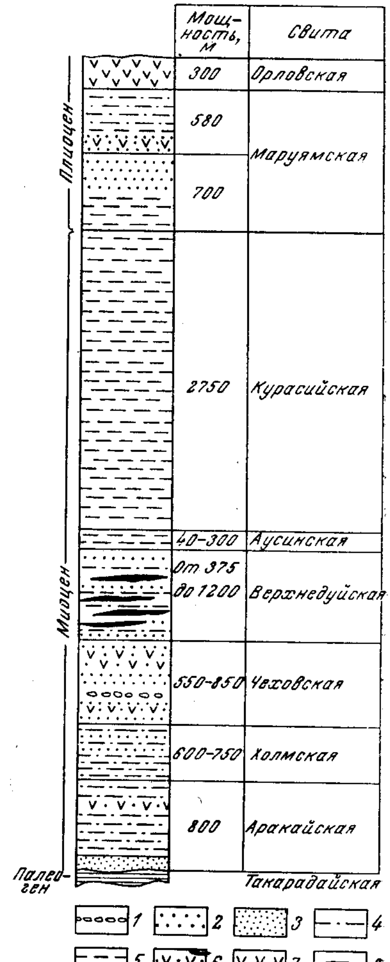


Рис. 23. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Углегорского района

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — туффиты; 7 — базальты, андезиты и их туфы; 8 — уголь

Холмский и невельский горизонты объединенные. Эти горизонты представлены довольно однообразной толщей туфогенных пород, в верхней части которой залегают пачки тонкопереслаивающихся пород различного литологического состава, характерные для невельской свиты более южных районов. Отложения известны под названием холмской свиты.

Холмская свита согласно перекрывает аракайскую свиту и отличается от верхней пачки последней большим однообразием и более тонкообломочным характером пород. Свита сложена темно-серыми, выбеливающимися при выветривании, плотными и крепкими неслоистыми туфогенными алевролитами. Среди алевролитов часто встречаются пропластки светлых килоподобных глин, образующихся за счет разрушения туфогенного пеплового материала; редкие прослои зеленовато-серых

http://jurassic.ru/

мелкозернистых туфогенных песчаников (0,1—0,4 *м*); шаровые и линзовидные мелкие и крупные известковые и мергелистые конкреции, иногда образующие конкрециевидные прослои, сростки «геннойши», рассеянные по породе окатанные гальки. В средней части свиты обнаружены многочисленные кластические дайки.

В конкрециях и аргиллитах свиты встречены остатки моллюсков: *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *M. (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia nitida* Slod., *Y. tokunagai* Yok., *Y. caudata* Khom., *Malletia inermis* Yok., *Acila (Truncacila)* cf. *osugii* Nagao et Huzioka, *Cardita tokunagai* Yok., *Delectopecten watanabei* (Yok.), *Macoma* sp., *Thyasira smekhovi* Kogan, *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok., *L. altarata* L. Krisht., *Turritella* sp., *Buccinum* sp., *Scaphander alaskensis* Clark.

В самых верхах холмской свиты в бассейне р. Лесогорки обнажается пачка (до 20 *м*) часто чередующихся плотных серых туфогенных аргиллитов, зеленовато-серых мелкозернистых туфогенных и полимиктовых песчаников и туфов. Такое чередование пород характерно для невельской свиты более южных районов Сахалина.

Мощность свиты от 600 до 750 *м*.

Чеховский горизонт в Углегорском районе представлен вулканогенными образованиями, залегающими в верхней части сергеевской серии. По объему этому горизонту соответствует чеховская свита.

Чеховская свита сложена часто переслаивающимися светло-голубовато-серыми туфогенными алевролитами, мелкозернистыми до крупнозернистых песчаников, аргиллитами и туффитами, заключающими мелкие хорошо окатанные гальки аргиллитоподобных глин, обуглившиеся растительные остатки и в верхней части свиты мелкие линзы каменного угля. Преобладают в разрезе туффиты, реже встречаются прослои туфопесчаников и туфов. Мощность пачки до 290 *м*.

Стратиграфически ниже залегает пачка (140 *м*) серых ожелезненных псаммитовых туффитов с маломощными прослоями мелкозернистых туфогенных песчаников и с 20-метровым пластом мелкогалечных кремнистых конгломератов.

Верхи чеховской свиты Углегорского района (110—120 *м*) сложены плохо отсортированными туфогенными от мелко- до крупнозернистых массивными песчаниками.

В южном направлении в составе свиты увеличивается содержание прослоев туфов и туфоконгломератов, которые на юге района (р. Боровая и др.) являются преобладающими в верхней части свиты.

Мощность свиты изменяется от 550 до 800—850 *м*.

В чеховской свите района были обнаружены остатки моллюсков: *Acila* sp., *Yoldia* sp., *Chlamys branneri* Arnold, *Mytilus (Mitiloconcha) expansus* Arnold, *M. ochotensis* Slod. *Phacoides (Lucinoma)* sp., *Thyasira bisecta* (Conrad) var. *alta* L. Krisht., *Tellina* aff. *pulchra* Slod., *T.* cf. *michaeli* Böhm., *Macoma osacaensis* L. Krisht., *M.* cf. *echabiensis* Slod., *M. middendorfii* Dall., *Spisula* sp., *Mactra* sp., *Mya sertunayensis* Laut., *M.* ex gr. *dickersonii* Clark, *Laternula (Aelga) besshoensis* (Yok.), *Thracia* cf. *condoni* Dall, *Panope tyigokuensis* Otuka, *Margarites* sp., *Pholadidea penita* (Conrad).

В верхней части свиты были встречены обломки окаменелых стволов деревьев и остатки листьев растений: *Alnus heeri* Baik., *A. sachalinensis* Potapova, *Acer sikkimense* Mig., *Micromelas plurinervis* Borsuk, *Alangium equalifolium* Krysht. et Borsuk.

Почти все эти формы имеются и в залегающей выше верхнедуйской свите, а *Alnus sachalinensis* Potapova — в слоях мыса Маркевича.

http://jurassic.ru/

Макаровская серия. Верхнедуйский горизонт. *Верхнедуйская свита* представлена в районе преимущественно пресноводно-континентальными, с редкими слоями морских, отложениями, образованными чередующимися прослоями различной зернистости светло- и зеленовато-серых песчаников, темно-серых глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов. Реже встречаются прослои каменного угля и углисто-глинистых сланцев. В верхней части свиты преобладают, а иногда и исключительно развиты аргиллитоподобные глины, а к средней ее части главным образом приурочены прослои каменного угля. Для свиты характерно присутствие сидеритовых конкреций, многочисленных обуглившихся растительных остатков, иногда пепловых частиц вулканического стекла и хлорита.

Нередко по простиранию более песчаные отложения постепенно замещаются более глинистыми и наоборот. Так в бассейне р. Лесогорки в основании свиты отмечается пачка (140—150 *м*) мелкозернистых песчаников с рассеянной галькой и редкими прослоями мелкогалечных конгломератов, а верхняя ее часть представлена мелкозернистыми глинистыми песчаниками, замещающимися по простиранию алевролитами. К югу и северу отложения становятся более глинистыми.

Севернее г. Лесогорска верхнедуйская свита сложена чередующимися прослоями аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев, песчаников и до 17—20 пластов каменного угля рабочей мощности. Южнее, в бассейне р. Углегорки, верхняя часть свиты сложена аргиллитоподобными глинами с пластами угля (до 14). Далее по р. Красногорке и ее притокам в средней части свиты появляется пласт (до 50 *м*) галечников, переслаивающихся с мелко- и среднезернистыми плотными глинистыми песками и песчаниками. Прослои галечников и песчаников то раздуваются, то выклиниваются по простиранию, а количество угольных пластов здесь уменьшается до 6.

Мощность свиты изменяется от 375—450 *м* на юге и севере до 1200 *м* в центральной части района.

Пресноводно-континентальные фации свиты заключают пресноводных *Corbicula mgatschensis* Sim., а также характерный комплекс остатков растений: *Trapa borealis* Heer, *Betula Brongniartii* Ett., *B. sachalinensis* Heer, *B. macrophylla* Heer, *Quercus duensis* Baik., *Magnolia ovalis* Lesq., *Ulmus longifolia* Ung., *U. plurinervis* Ung., *Alangium aqualifolium* (Goepp.), *Krysht.* et Borsuk, *Camptonia ocutiloba* Brongn., *Fagus Antipovii* Heer, *Nelumbium pacificum* Pojark., *Salix varians* Heer, *Viburnum Schmidtii* Borsuk и многие другие.

В отдельных прослоях встречаются остатки прибрежно-морской эвригалинной фауны: *Ostrea* sp., *O.* cf. *mundata* Nagao, *Tapes* (?) sp., *Cerithium* cf. *sakamotoi* Nagao, *Corbula* sp. и др.

Сертунайский горизонт. В Углегорском районе сертунайскому горизонту по объему отвечает аусинская свита, развитая здесь на весьма ограниченной площади.

Аусинская свита выделяется в районе условно и включает безугольную песчано-глинистую пачку пород, которая ранее выделялась в составе верхней части верхнедуйской свиты. Представлена свита серыми песчаными аргиллитоподобными глинами, заключающими обильный обуглившийся растительный детрит. Переход к верхнедуйской свите постепенный. Мощность свиты изменяется в широких пределах — от 40 до 300 *м*.

Окобыкайский горизонт в Углегорском районе состоит из курасийской свиты и нижней части маруямской свиты.

http://jurassic.ru/

Курасийская свита широко распространена в районе и сложена монотонной толщей черных, листовато- и остроугольно-угловато-мелкоосколчатых, неслоистых, окремненных аргиллитов, выбеливающихся при выветривании. Лишь в 800 *м* ниже кровли в свите среди аналогичных окремненных аргиллитов появляются серые, буровато-серые угловато-оскольчатые алевролиты (содержание алевритового материала 54%, глинистого — до 45%, песчаного — до 1%) и серые неяснослоистые мелкозернистые слабо сцементированные песчаники, с мелкой хорошо окатанной галькой. Встречаются многочисленные конкреции известково-мергелистого состава и редкие прослои мелкозернистых туфогенных слабо сцементированных темно-зеленых песчаников.

Мощность свиты 2750 *м*. В свите обнаружены остатки фауны: *Nuculana, Yoldia, Thyasira, Liocyma, Tellina, Macoma, Turritella, Polinices.*

Маруямская свита. В Углегорском районе свита по литологическому составу делится на две части.

Нижняя часть свиты, включаемая в окобыкайский горизонт, представлена в основании темно-серыми плохо отсортированными слабыми алевролитами, стратиграфически выше которых залегает мощная монотонная толща светло-серых слабо сцементированных мелкозернистых сильно кливажированных с рассеянной мелкой галькой, иногда с сферической отдельностью, песчаников. По многочисленным трещинам в различных направлениях видны прожилки лимонита. Редко встречаются пласты (более 2 *м*) темно-серых алевролитов (алевритового материала 73%, глинистого — 23%, песчаного — 4%), тонкие пропластки темных песчаных глин, крупные известковистые конкреции. Мощность толщи до 700 *м*.

В этих отложениях найдены остатки фауны: *Acila insignis* Gould., *Nuculana (Sacella)* cf. *taphria* (Dall), *Yoldia thraciaeformis* Storer, *Anadara trilineata* Conrad, *Thyasira disjuncta* Gabb var. *ochotica* L. Krisht., *Laevicardium taracaicum* Yok., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma calcarea* (Chem.), *M. optiva* Yok., *Mactra californica* Conrad, *M. (Spisula) polynyma* Stimps., *Panope (Panomya) simatomensis* Otuka, *Neptunea lirata* Mart., *Polinices galianoi* Dall. и др.

Помырский горизонт (?). Верхняя часть отложений, включаемая уже в помырский горизонт, в основании сложена серыми мелкозернистыми толстоплитчатыми песчаниками (40 *м*), переполненными остатками фауны: *Acila (Truncacila) cobboldiae* (Sowerby) *Macoma calcarea* (Chem.), *Pecten (Fortipecten) takahashii* Yok., *Spisula polynyma* Stimps., *Thyasira disjuncta* Gabb, *Mya arenaria* Linne, *Neptunea lirata* Linne, *Modiolus* sp. Песчаная пачка подстилается и перекрывается покровами базальтов мощностью около 40 *м*. Стратиграфически выше залегает мощная пачка (до 500 *м*) серых, синевато-серых выбеливающихся при выветривании диатомитоподобных сильно песчаных глин, с конкрециями и прослоями известковистых песчаников. Пачка сильно дислоцирована и прорвана дайкой базальтов. В приконтактовой зоне породы сильно изменены, заключают глыбы вулканических пород. Песчаные глины перекрываются орловской свитой.

*Орловская свита**. К помырскому горизонту свита относится условно; не исключено, что ее возраст или возраст ее верхней части раннечетвертичный. Свита с размывом, иногда довольно глубоким, перекрывает подстилающие отложения. Она сложена покровами базальтов,

* По новым данным В. Г. Гальверсена, В. Н. Шилова и Л. С. Жидковой, орловская свита является фациальным аналогом верхней части маруямской свиты (*Прим. ред.*).

http://jurassic.ru/

андезитов, андезито-базальтов, лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами.

Базальты имеют темную окраску, образуют столбчатую, глыбовую или матрацевидную отдельность, массивные и шлаковидные. Андезито-базальты весьма похожи на базальты.

Андезиты — светло-синевато- или буровато-серые, пелитизированные, хлоритизированные и ожелезненные породы. Лавобрекчии и туфобрекчии почти черной окраски, состоят из обломков базальтов, реже туфов, песчаников и алевролитов, сцементированных вулканическим стеклом. Заполняющим веществом является туфовый материал. Туфы светло-серые разнозернистые, с правильной или неясно выраженной косой слоистостью. Обломки представлены базальтами, кристаллами пироксенов и плагиоклазов. Мощность свиты около 300 *м*.

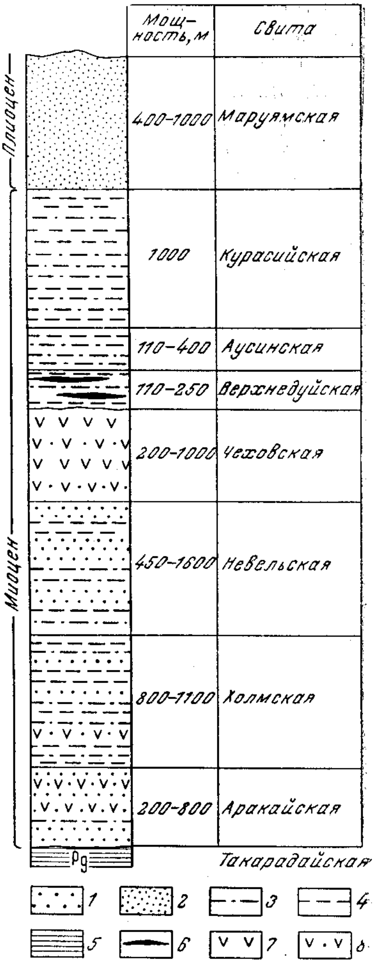


Рис. 24. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Холмского района

1 — песчаники; 2 — пески; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — глинистые сланцы (аргиллиты); 6 — уголь; 7 — туфы и лавы андезитов; 8 — туффиты

Холмский район

Холмский район, расположен к югу от Углегорского и занимает обширную площадь западного побережья Сахалина. Неогеновые отложения в этом районе представлены наиболее полно (рис. 24).

Мачигарский горизонт. *Аракайская свита* сложена переслаивающимися между собой зеленовато- или темно-серыми слоистыми и массивными от мелко- до крупнозернистых туфогенными песчаниками, тонкослоистыми или слоистыми алевролитами и аргиллитами, занимающими в разрезе подчиненное положение, зеленовато-серыми и зелеными слоистыми или массивными туфами андезитового состава с пепловым цементом, темно-серыми плохо отсортированными туфоконгломератами и туфобрекчиями. Обломки и глыбы в последних обычно представлены туфами, порфиритами, андезитами, базальтами, андезито-базальтами. Заполняющим материалом туфоконгломератов и туфобрекчий является туфопесчаный и туфогенный материал.

Контакт свиты с подстилающими палеогеновыми отложениями согласный, но резкий. Местами наблюдается размыв залегающих ниже пород. Мощность свиты изменяется в широких пределах — от 200 до 800 *м* и более.

В настоящее время делаются попытки расчленить аракайскую свиту на три части, из которых в нижней преобладают туфопесчаники, в средней — туфоконгломераты и в верхней — туфы и туфобрекчии.

Наиболее характерным комплексом фауны для нижней части свиты является: *Yoldia (Cnesterium) nairoensis* Evseev, *Y. matschigarica* Laut., *Cardita matschigarica* Laut., *C. vagisana* Kogan, *C. tu-*

http://jurassic.ru/

siunensis Laut., *Cardium esutoruensis* L. Krisht., *Nemocardium iwakiense* Mak., *Papyridea matschigarca* Khom., *Liocyma furtiva* Yok., *Macoma simizuensis* L. Krisht., *Tellina makarovi* L. Krisht., *Spisula vagisana* Laut. и др.

Для верхней части свиты типичны формы: *Acila (Acila) kholmskensis* L. Krisht., *Nuculana (Sacella)* ex gr. *penderoides* Khom., *N. (Sacella)* ex gr. *khandasensis* L. Krisht., *Yoldia* ex gr. *nitida* Slod., *Y.* ex gr. *kovatschensis* Slod., *Cardita* cf. *tokunagai* Yok., *Macoma osakaensis* L. Krisht., *M. simizuensis* L. Krisht., *M. tokoensis* L. Krisht., *Laternula* (Aelga) *yokoyama* Mak., *Cerithidea sachalinensis* L. Krisht., *Turritella tokunagai* Yok., *T. sinitzini* Khom.

Холмскому горизонту в рассматриваемом районе соответствует холмская свита.

Холмская свита в районе представлена довольно однообразной толщей серых, темно-серых (в свежем изломе) и светлых голубовато-серых (в выветрелом состоянии) туффитовых и туфогенных алевритистых аргиллитов и алевролитов, заключающих иногда прослои зеленовато-серых и серых туфогенных песчаников, туфов и туффитов, редко мелкогалечных конгломератов с туфогенно-глинисто-песчаным цементом и многочисленными известковистыми конкрециями. По направлению от п-ова Крильон на север к широте г. Холмска в свите постепенно увеличиваются количество и мощность прослоев крупнозернистых туфов и туффитов, разнозернистых туфогенных песчаников, образующих между собой довольно частое чередование, в связи с чем холмскую свиту в этом районе иногда трудно отличить от залегающей выше нижненевельской подсвиты. Мощность и количество прослоев более крупнообломочных пород увеличиваются также в западном направлении.

К северу от г. Холмска состав свиты вновь становится более тонкообломочным. Свита здесь представлена в основном алевритистыми и алевритовыми туфогенными аргиллитами; алевролиты играют подчиненную роль. Присутствуют редкие тонкие прослои мелкозернистых туфогенных песчаников, туффитов и туфов. Отмечаются известковые и песчано-известковые конкреции с фауной, присутствие которых вообще характерно для холмского горизонта и его аналогов на Сахалине.

Между холмской свитой и подстилающими отложениями в районе отмечается постепенный переход. Однако в связи с трансгрессивным характером накопления осадков как мачигарского, так и холмского горизонтов не исключается трансгрессивное с размывом залегание их на более древних — палеогеновых отложениях.

Мощность свиты достигает 800—1100 *м*. Холмская свита заключает остатки ископаемой фауны моллюсков: *Nuculana (Borissia) alferovi* Slod., *N. crassatelloides* Laut., *N. pennula* (Yok.), *Yoldia tokunagai* Yok., *Y. caudata* Khom., *Y. multidentata* Khom., *Malletia inermis* (Yok.), *Delectopecten watanabei* (Yok.), *P. (Delectopecten) pedroanum* Trask., *Cardita tokunagai* Yok., *C. pilvoensis* Khom., *Solemya tokunagai* Yok., *C. pilvoensis* Khom., *Laternula altarata* L. Krisht., *L. (Aelga) besshoensis* (Yok.), *Cuspidaria (Cardiomya) tigilensis* Slod., *Turcicula sakhalinensis* Takeda.

Невельский горизонт. Невельская свита пользуется в районе ограниченным распространением, причем только южнее широты пос. Новоселово. Севернее этого пункта выделить невельскую свиту не представляется возможным. Здесь в верхах холмской свиты (реки Томаринка, Боровая и др.) отмечаются лишь маломощные пачки частого переслаивания пород, характерного для невельской свиты более южных районов.

Наиболее полно свита представлена на п-ове Крильон. Она сложена зеленовато-серыми и голубовато-серыми чередующимися между

http://jurassic.ru/

собой мелко- и среднезернистыми туфогенными алевролитами и аргиллитами, которые отличаются от пород холмской свиты более светлой окраской и лучшей отсортированностью обломочного материала.

По литологическим особенностям невельская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В них на п-ове Крильон в свою очередь различаются по две пачки. Так, в нижненевельской подсвите снизу вверх выделяют: а) пачку туффитовых песчаников и туфов; б) пачку туффитовых и туфогенных песчаников. Нижняя пачка верхненевельской подсвиты представлена часто (флишеподобно) чередующимися туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переходящими к западу в более тонкообломочные породы. Верхняя пачка сложена мелкозернистыми туфогенными песчаниками с подчиненными им глинами и алевролитами.

Есть основания предполагать, что севернее широты г. Холмска нижненевельская подсвита замещается толщей пород, подобной верхним горизонтам холмской свиты. Некоторые исследователи (А. А. Капица, Л. М. Саяпина, И. Г. Гринберг и др.) считают, что верхненевельская подсвита фациально замещается вулканогенными породами, которые относятся к залегающей выше чеховской свите.

Мощность свиты изменяется в пределах от 450—700 до 1600 *м*. Свита согласно, с постепенным переходом, перекрывает холмскую.

Невельская свита юго-западного побережья Сахалина охарактеризована остатками фауны: *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *N. (Sacella) pennula* (Yok.), *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Malletia inermis* (Yok.), *Yoldia multidentata* Khom., *Y. tokunagai* Yok., *Thyasira* ex gr. *bisecta* Conrad, *Solemya tokunagai* Yok. и др.

Чеховскому горизонту в Холмском районе соответствует *чеховская свита,* стратотип которой встречается в окрестностях г. Чехова.

Сложена свита преимущественно вулканогенными образованиями: туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями; реже встречаются туфогенные аргиллиты, алевролиты, песчаники и туфоконгломераты.

В стратотипическом разрезе в основании свиты залегает пачка (50—80 *м*) чередующихся темно-серых, почти черных, туфогенных аргиллитов, алевролитов, зеленовато-серых от мелко- до грубозернистых песчаников и псефитовых туффитов. Стратиграфически выше залегает мощная толща массивных темно-зеленых, почти черных, туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов, галька и угловатые обломки которых представлены преимущественно эффузивными породами. Количество и размеры обломочного материала заметно увеличиваются в нижней части свиты. Туфы наблюдаются в виде прослоев мощностью от 2 до 10 *м*. В чеховской свите присутствуют покровы андезитов, мощность которых изменяется от 1—2 до нескольких десятков метров. В средней части свиты встречена пачка тонкочередующихся аргиллитов, переполненных пепловыми частицами вулканического стекла и зеленовато-серых туфовых песчаников (от 0,02 до 0,4 *м*).

К северу нижняя часть свиты замещается более грубообломочными породами. В окрестностях г. Красногорска нижняя часть свиты сложена чередующимися прослоями темно-зеленых, почти черных, туфоконгломератов (пласты по 7—10 *м*), туфогенных песчаников (пласты по 3—5 *м*), туфов и туффитов.

Туфогенные песчаники свиты включают известково-песчаные конкреции, пропластки и линзы каменного угля.

К югу свита выклинивается и становится более тонкообломочной. На п-ове Крильон к аналогам чеховской свиты условно относится 20-метровая пачка мелкозернистых туфогенных песчаников, залегающая

http://jurassic.ru/

в основании верхнедуйской свиты. Мощность свиты изменяется от 200 до 1000 *м*.

В большинстве случаев чеховская свита согласно и с постепенным переходом залегает на подстилающих образованиях. Однако в ряде мест она лежит несогласно и с перерывом на более древних образованиях (Чеховский район).

В породах свиты встречены остатки моллюсков: *Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Y. (Cnesterium)* sp., *Pecten (Chlamys) branneri* Arn., *Cardita* sp., (cf. *C. tokunagai* Yok.), *Mytilus ochotensis* Slod., *Thyasira* ex gr. *bisecta* Conrad., *Cardium* sp., *Tellina* aff. *pulchra* Slod., *Macoma oitensis* L. Krisht., *M.* aff. *moesta* Desh., *Spisula polynima* Conrad, *Laternula* sp., *Polinices (Euspira)* cf. *galianoi* (Dall), *Actaea markevitschi* Laut.

Верхнедуйский горизонт. *Верхнедуйская свита* в Холмском районе распространена на ограниченных площадях (окрестности г. Чехова и п-ов Крильон). Она сложена на южном участке преимущественно темно-серыми слоистыми, часто окремненными аргиллитоподобными глинами, реже алевролитами, с линзами каменного угля. В составе свиты преобладают глины. Встречаются прослои мелкозернистых светло-серых ожелезненных неслоистых или тонкослоистых песчаников мощностью до 10 *м* и выклинивающиеся по простиранию пласты каменного угля и углистых сланцев. Угли — матовые, битуминозные. В отдельных прослоях пород обнаружены остатки фауны: *Arca* sp., *Liocyma* sp., *Cardita* (?) sp., *Phacoides* sp. Мощность свиты 110—250 *м*.

На севере, в окрестностях г. Чехова, свита сложена голубовато- и зеленовато-серыми мелкозернистыми довольно рыхлыми глинистыми песчаниками с редко встречающимися прослоями (0,15—0,20 *м*) мелкозернистых известковистых песчаников и редкими прослоями черных рассланцованных углей (0,25—0,30 *м*), а также с пластом массивного каменного угля мощностью 0,35 *м*. К этой же части разреза приурочен нефтеносный пласт, имеющий мощность около 20 *м* и состоящий из пяти песчаных пластов (от 0,5 до 3 *м*), разделенных глинами.

В основании свиты выделяется пачка (20 *м*) серых аргиллитоподобных глин с редкими прослоями углистых глин и каменного угля (2—3 пласта) суммарной мощностью 3 *м*, среди которых обнаружены единичные отпечатки *Castanea* sp., *Phyllites* sp., а в верхней части (70—80 *м*) в конкреции встречены остатки *Nuculana crassatelloides* Laut., *Natica* sp., *Acila* sp., а также местами пласт конгломерата (до 50 *м*), галька которого представлена окатанными обломками пород из подстилающей чеховской свиты.

Мощность верхнедуйской свиты в районе г. Чехова достигает 70—80 *м*.

Залегает верхнедуйская свита на подстилающих породах чеховской свиты стратиграфически несогласно, с размывом.

Сертунайский горизонт представлен *аусинской свитой,* распространенной только в районе г. Чехова и на п-ове Крильон.

Представлена она в нижней части (80—115 *м*) голубовато-серыми мелкозернистыми плохо отсортированными алевролитовыми полимиктовыми песчаниками, иногда по простиранию переходящими в алевролиты. В свите встречаются конкреции (0,1—0,2 *м*) известковистых песчаников. В основании свиты по р. Новоселовке отмечается горизонт мощностью 10—12 *м* с более крупными конкрециями, располагающимися по напластованию пород.

Верхняя часть свиты сложена полимиктовыми алевролитами, кверху постепенно замещающимися алевритовыми аргиллитоподобными глинами светлой, серой и желтовато-серой окраски, с многочисленными

http://jurassic.ru/

мергелистыми конкрециями (0,2—0,4 *м*). Общая мощность свиты от 110 до 400 *м*.

В аусинской свите найдены обильные остатки моллюсков: *Acila (Truncacila) conradi* Dall., *Nuculana* ex gr. *tatarica* Kogan, *Yoldia (Cnesterium)* ex gr. *kuluntunensis* Slod., *Anadara (Anadara) devincta* (Conrad), *Glycymeris chitanii* Yok., *G. grewingki* Dall, *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* Yok., *Modiolus tenuistriatus* Slod., *Cardita tatarica* Laut., *Corbicula* sp., *Phacoides (Lucinoma) duensis* L. Krisht, *Taras gouldi* (Yok.), *Chione (Securella) securis* (Shum.), *Ch. (Securella) ensifera* (Dall), *Dosinia ausiensis Ilyina, Pitaria kavranensis* Slod., *Tellina pulchra* Slod., *Cultellus izumoensis* Otuka, *Spisula polynyma ausiensis* L. Krisht., *Mactra (Mulinia) oitensis* Ilyina, *Mya japonica* K. Jay., *Thracia kovranensis* Ilyina, *Saxicava pholadis (Linne), Panope japonica* (Adams), *P. (Panomya) simatomensis* Otuka, *Nassarius ausiensis Ilyina, Crepidula ungana* Dall, *Turritella fortilirata* Sow., *Polinices (Euspira) galianoi* Dall, *Sigaretus oblongus* Sow., *Sinum scopulosum* Conrad.

В верхней части свиты найдена менее разнообразная фауна: *Yoldia makarovi* Evseev, *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma dissimilis* Mart., *Cultellus izumoensis* Otuka, *Spisula polynyma ausiensis* L. Krisht., *Neptunea* ex gr. *despecta* (Linne), *Crepidula ungana* Dall.

Окобыкайский горизонт. В Холмском районе окобыкайский горизонт представлен курасийской свитой. *Курасийская свита* распространена на ограниченных площадях. Она обнажается на отдельных участках в Ильинском, Томаринском, Чеховском районах и на п-ове Крильон.

По литологическому составу свита здесь расчленяется на две части. Нижняя из них (до 250 *м*) сложена коричневато-серыми неслоистыми кремнистыми аргиллитами, при выветривании разбивающимися на удлиненно-остроугольную щебенку, местами вверх по разрезу переходящими в аргиллитоподобные глины с округлыми конкрециями (до 0,3 *м*) известково-мергелистых пород. Присутствуют редкие маломощные прослои мелкозернистых песчаников.

Верхняя часть свиты (до 750 *м*) образована серыми, светло-серыми слоистыми алевритистыми опоками с прослоями (до 0,5 *м*) коричневато-серых неслоистых кремнисто-глинистых пород, аналогичных отмеченным в нижней части свиты, и серых мелкозернистых песчаников и песчанистых алевролитов (от 0,1—0,2 до 0,5 *м*).

В породах свиты найдены остатки моллюсков: *Acila* sp., *Nuculana (Borissia)* cf. *alferovi* Slod., *Yoldia packardi* Clark, *Malletia kurasiensis* L. Krisht., *Lima sahalinensis* Slod., *Limatula* cf. *pilvoensis* Laut., *Delectopecten pedroanus* Trask, *Cardita* sp., *Modiolus* cf. *angulatus* Slod., *Solemya tokunagai* Yok. и др.

На п-ове Крильон в породах свиты встречены остатки диатомовых водорослей.

В нижней подсвите найдены: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktr., *Coscinodiscus elegans* Greg., *C. marginatus* Ehr., *C. radiatus* Ehr., *C. nitidus* Greg., *Stictidiscus hardmanianus* Grev., *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bail., *Actinaptichus undulatus* (Bail.) *Ralrs* et var., *Chaetoceras mitra* (Bail.) *Cl., Triceratium arcticum* Bright., *Biddulphia awrita* (Lyngb.) Brod et Godey, *Isthmia nervosa* Ktr, *Thalassionema nitzchioides* Grün., *Coccineis scutellum* Ehr., *Pyxidicula weyprechtii* Grün, *Rutilaria longicornis* Temp. et Grün., *Grammatophora angulosa* Ehr., *G. arctica* Cl. var., *Distephanus crux* (Ehr.), *D. speculum* (Ehr.), *Ebria antiqua* Schulz и др.

http://jurassic.ru/

В верхней подсвите найдены: *Melosira sulcata* (Ehr) Ktz, *M. biseriata* Grün., *Stephanopyxis grunevii* Gr. et St., *S. cylindrica* Grün., *S. intermedia* Grün., *Thalassiosira decipins* (Grün.) Jorg., *T. kryophilla* (Grün.) Jorg., *Coscinodiscus elegans* Grev., *C. lineatus* Ehr., *C. marginatus* Ehr., *C. normanii* Greg., *C. radiatus* Ehr., *C. rothii* (Ehr.) Grün., *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bail., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) *Ralfs* var., *Chaetoceras incurvis* Bail., *Ch. mitra* (Bail.) *Cl.*, *Biddulphia aurita* (Lyngb.) Brod et Godey, *Istimia nervosa* Ktz., *Rutilaria longicornis* Temp. et Grün., *Rhabdammina japonicum* var. *recta* Temp. et Grün., *Fragilaria pliocena* Grün., *Thalassionema nitzschioides* Grün., *T. obtusa* Grün., *Thalassionema nitzschioides* Grün., *T. obtusa* Grün., *Cocconeis rotunda* Gaponov, *C. costata* Graym, *C. scutellum* Ehr., *Roxia jabei* Hanna, *R. handi* Kolbe, *Nitzschia sigma* (Ktz.) W. Sm. и др.

На восточном побережье п-ова Крильон возрастные аналоги курасийской свиты описываются как нижняя подсвита маруямской свиты, стратотип которой располагается в Долинском районе по р. М. Такой. Однако некоторые исследователи считают нижнемаруямскую подсвиту более молодой по возрасту, чем курасийская свита.

В пользу предположения об одновозрастности этих частей разреза говорят: сходный их состав, одинаковые комплексы фауны моллюсков и диатомовых, а также тот факт, что там, где встречаются палеонтологически охарактеризованные все три (нижняя, средняя и верхняя) подсвиты маруямской свиты, отсутствует курасийская свита и маруямская свита непосредственно перекрывает верхнедуйскую или аусинскую свиты. В районах же, где выделяется курасийская свита, отсутствуют палеонтологически охарактеризованные слои нижнемаруямской подсвиты и курасийская свита непосредственно перекрывается или согласно среднемаруямской, или трансгрессивно верхнемаруямской подсвитами.

К помырскому горизонту в рассматриваемом районе относятся *лиманская свита** и *маруямская свита.*

Лиманская свита выделяется на п-ове Крильон. В нижней части она представлена псефитовыми и агломератовыми туфами с редкими пластами туфогенных песчаников и гравелитов. В верхней ее части залегают пелитовые туфы, агломераты и покровы андезитов. Мощность свиты около 250 *м.*

Взаимоотношения свиты с подстилающими отложениями не наблюдались. Однако отсутствие здесь нижне- и среднемаруямской подсвит позволяет предполагать трансгрессивное залегание и перерыв в осадконакоплении.

Маруямская свита представлена своей верхней подсвитой и сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми глинистыми песками, замещающимися по простиранию песчаными глинами, с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов и лигнитов.

Неполная мощность подсвиты от 400 до 1000 *м.*

Тонино-Анивский район

Неогеновые отложения наиболее широко распространены на севере Тонино-Анивского полуострова, где они слагают обширные площади. На юге полуострова неогеновые отложения приурочены к обособленным, ограниченным по площади тектоническим депрессиям. В со-

* На карте показана как маруямская свита.

http://jurassic.ru/

ставе неогена последовательно снизу вверх здесь выделяются: аракайская, холмская, невельская, верхнедуйская и курасийская свиты, а также плиоцен-четвертичные отложения. Выделяющаяся в смежных районах чеховская свита здесь не установлена или вследствие ее размыва в предверхнедуйское время или вследствие фациальной изменчивости и уменьшения в мощности. Возможно, что этой свите соответствуют низы верхнедуйской свиты, содержащие обильный вулканогенный материал. Маруямская свита, очевидно, была смыта в предпозднеплиоценовое время. Таким образом, здесь могут быть выделены мачигарский, холмский, невельский, верхнедуйский и окобыкайский горизонты (рис. 25).

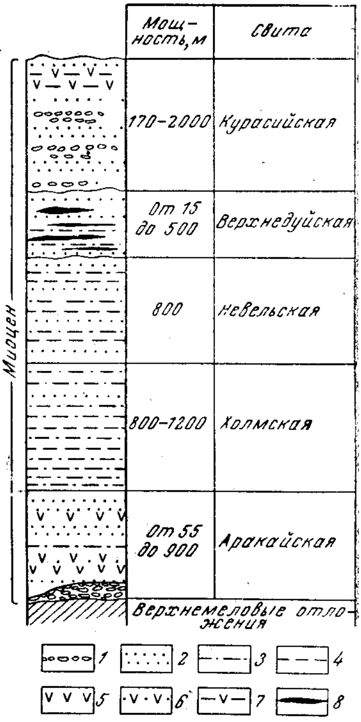


Рис. 25. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Тонино-Анивского полуострова
1 — конгломераты и галечники; *2* — песчаники и пески; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — туфы; *6* — туффиты; *7* — алевролиты с примесью вулканогенного материала; *8* — уголь

Мачигарский горизонт. *Аракайская свита.* Эти отложения ранее рассматривались японскими исследователями как свита Морей или отчасти как свита Аро, Л. Б. Кривицким — как томарийская свита, И. Г. Гринбергом — как хандасинская, а И. Н. Кузиной и Л. С. Жидковой — как гастелловская свита. Нами они относятся к аракайской свите по аналогии с отложениями, развитыми на западном побережье острова. Аракайская свита залегает в основании неогеновых отложений. Она распространена в виде узкой полосы (от 0,3 до 3 *км*), окаймляющей выходы меловых и более древних образований, или в ядрах антиклиналей среди поля распространения холмской свиты (южный берег оз. Тунайча).

И. Г. Гринбергом в 1946 г. в целом ряде мест наблюдались соотношения аракайской свиты, по его мнению хандасинской или такарадайской свиты, с подстилающими ее верхнемеловыми и более древними отложениями. В верховьях р. Волынской (приток р. Очепухи), западнее пос. Лесного, аракайская свита резко несогласно залегает на палеозойских отложениях. На р. Подорожной в обнажении видно резко несогласное залегание аракайской свиты на быковской свите верхнего мела (рис. 26).

Аракайская свита сложена песчаниками, иногда грубозернистыми, гравелитами, конгломератами, алевролитами, туфами и туффитами кислого состава. В основании свиты залегает пачка конгломератов, часто замещающаяся грубозернистыми песчаниками и гравелитами мощностью 5—200 *м*. В этой пачке встречаются многочисленные остатки морской фауны, растений и тонкие линзочки блестящего каменного угля. Выше этой пачки залегают песчаники с пластами по 5—10 и 50 *м* глауконитовых песчаников, а также с пластами туфов и туффитов мощностью от 2,5 и до 25 *м*. В самом верху залегают песчаники с пластами алевролитов мощностью от 1—5 до 30—40 *м* и с линзами гравелитов и туфов (5—10 *м*). Общая мощность свиты колеблется в пределах 55—900 *м*.

На западном берегу Тонино-Анивского полуострова свита мощностью около 450 *м* представлена песчаниками с прослоями алевролитов.

http://jurassic.ru/

У горы Шуточной в ее составе увеличивается количество глауконитовых песчаников, а мощность свиты возрастает до 800 *м*.

По р. Комиссаровке в основании свиты залегает пласт конгломератов мощностью до 25 *м*. Конгломераты лежат несогласно на размытой поверхности быковской свиты. Выше лежат туфопесчаники, глауконитовые песчаники, алевролиты и песчаники мощностью до 240 *м*, а еще выше согласно залегает холмская свита.

На южном берегу оз. Тунайча внизу лежат грубозернистые песчаники и гравелиты, а выше грубозернистые песчаники и затем глауконитовые песчаники и пачка переслаивания песчаников и алевролитов с линзами туфопесчаников. Общая мощность свиты до 270 *м*.

В свите найдены: *Acila pugetensis* Clark, *Delectopecten watanabei* Yok., *Venericardia castor* Dall, *V. nairoensis* L. Krisht., *Nemocardium iwakiense* Mak. *Papyridea matschigarica* Khom., *Thyasira bisecta* Conrad, *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. Krisht., *Liocyma furtiva* Yok., *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok., *Periploma kariboensis* L. Krisht, *Turritella* cf. *tokunagai* Yok., *T.* cf. *okoyana* Conrad, *Neptunea* cf. *onnaica* Yok., *Psephaea* aff. *wiaveri* Tegland.

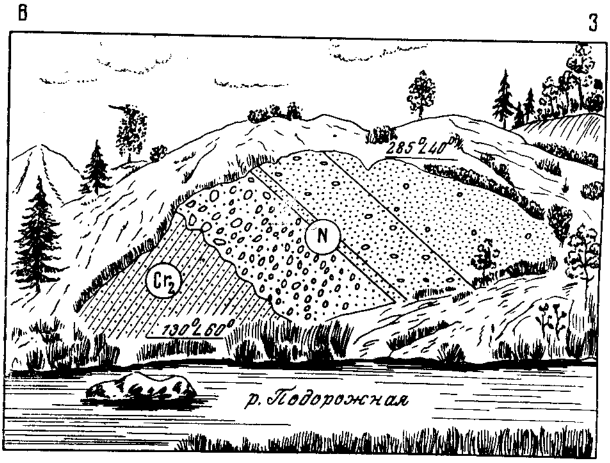


Рис. 26. Соотношение неогеновых и верхнемеловых отложений. Река Подорожная. По И. Г. Гринбергу

Холмский горизонт. *Холмская свита.* Эта свита японскими исследователями именовалась свитой Нигорикава или Аро, Л. Б. Кривицким — новоселовской свитой. Впервые в рассматриваемом районе под названием холмской свиты она выделена И. Г. Гринбергом. На аракайской свите холмская свита залегает без перерыва, согласно. Она распространена в бассейнах рек Долинки, Очевухи, Комиссаровки, на южном берегу оз. Тунайча и на севере Тонино-Анивского хребта.

Холмская свита состоит из алевролитов, часто кремнистых, мелкозернистых песчаников, алевролитовых туффитов и туфопесчаников, с линзами и прослоями конгломератов, а также из пачек переслаивающихся песчаников и алевролитов, с конкрециями мергеля, особенно многочисленных в средней части свиты. Нижняя часть свиты более песчаная, а верхняя более алевролитовая. В свите присутствуют пепловые туфы кислого состава. В слоях холмской свиты часто наблюдаются текстуры, обусловленные сингенетичным оползанием осадков и характеризующиеся причудливыми мелкими складками. Но здесь же

http://jurassic.ru/

наблюдаются и сложные складчатые формы, связанные или с оползанием или с тектоническими движениями (рис. 27).

Мощность свиты достигает 800 и даже 1200 *м*. На побережье Анивского залива обнаженная часть свиты алеврито-песчаного состава, с прослоями туфов, туффитов, конгломератов и туфопесчаников имеет мощность около 550 *м*. По р. Комиссаровке обнажаются туфопесчаники, а выше — туфоалевролиты с редкими прослоями песчаников и туфов общей мощностью до 800 *м*. На востоке по берегу оз. Тунайча и на севере Тонино-Анивского хребта преобладают алевролиты с прослоями песчаников, пепловых туфов, с линзами гравелитов и конгломератов. На побережье Охотского моря видимая часть свиты мощностью до

Рис. 27. Складки в холмской свите у г. Корсакова. Фото Ю. Г. Миролюбова

270 *м* сложена главным образом алевролитами, вверху с туфогенными песчаниками и гравелитами.

В слоях свиты найдены: *Acila (Acila) kholmskensis* L. Krisht., *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia sagittaria* Yok., *Y. tokunagai* Yok., *Y.* ex gr. *caudata* Khom., *Y.* cf. *kovatschensis* Slod., *Malletia inermis* Yok., *Limatula* cf. *pilvoensis* Laut., *Thyasira* cf. *smekhovi* Kogan, *Macoma* cf. *simizuensis* L. Krisht., *Solemya tokunagai* Yok., *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok., *L. alterata* L. Krisht., *Turritella* cf. *okoyana* (Conrad).

Невельский горизонт. *Невельская свита.* Ранее японские исследователи включали эти отложения в свиту Каизука. Позднее И. Г. Гринберг доказал принадлежность их к невельской свите. Невельская свита распространена только в западной части района в бассейне р. Соловьевки, где она согласно с постепенным переходом залегает на холмской свите. Относившиеся к этой свите отложения, распространенные в других районах полуострова, как показали наши наблюдения, являются более молодыми и принадлежат к курасийской свите. Невельская свита состоит главным образом из тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, а внизу — из туффитов с редкой рассеянной галькой. Мощность свиты около 800 *м*. В свите найдены: *Nuculana (Borissia)* cf. *alferofi* Slod. *N. crassatelloides* Laut., *Yoldia*

http://jurassic.ru/

tokunagai Yok., *Y. multidentata* Khom., *Malletia inermis* Yok., *Solemya tokunagai* Yok., *Laternula* (Aelga) *besshoensis* Yok. и др.

Верхнедуйский горизонт. *Верхнедуйская свита.* Эти отложения ранее на Тонино-Анивском полуострове японскими исследователями назывались свитой Мита, Л. Б. Кривицким — новоселовской свитой, И. Г. Гринбергом — углегорской свитой, а А. А. Трепалиной — верхнедуйской. Верхнедуйская свита распространена небольшими разрозненными полями в Островской и Новиковской депрессиях, в депрессии Чибисанских озер, в бассейнах рек Чирковой, Монетки, Советской, Горбуши, Мелкой, Тюннай и вблизи мыса Олега. Обычно на краях депрессий эти отложения выходят на поверхность, а в центральных их частях погружены под чехлом более молодых образований. На подстилающих донеогеновых отложениях они залегают трансгрессивно и резко несогласно, а на холмской и невельской свитах согласно, но с размывом.

Верхнедуйская свита характеризуется резкой изменчивостью, но обычно она состоит из седиментационных брекчий, аргиллитов, алевролитов с подчиненным количеством песчаников, гравелитов, конгломератов и пластов угля. Причем в нижней части свиты иногда присутствуют вулканогенные образования. Мощность свиты колеблется от 15 до 500 *м*. В свите найдены: *Viviparus* sp., *Corbicula* cf. *gabbiana* Hend., *C.* cf. *fonsata* (Slod.), *Ostrea* sp., *Balanus* sp., *Anodonta* sp.

Окобыкайский горизонт. *Курасийская свита.* Ранее отложения курасийской свиты на Тонино-Анивском полуострове относились к свите Нигорикава, новоселовской (Л. Б. Кривицкий), холмской, невельской, углегорской (И. Г. Гринберг) или к маруямской (И. И. Ратновский) свитам. Как показали наблюдения последних лет, эти отложения правильнее сопоставлять с курасийской свитой восточного побережья более северных районов Сахалина.

На более древних отложениях курасийская свита залегает с размывом и иногда несогласно (на мезозойских отложениях). Распространена свита особенно широко на севере Тонино-Анивского полуострова, по рекам Подорожной, Лесной, по берегам озер Тунайча, Изменчивого, Малого и Большого Чибисанского. Местами она сохранилась от размыва также в Новиковской и Островской депрессиях, в бассейнах рек Горбуши, Монетки и на их водоразделах.

Сложена свита конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками, часто глауконитовыми песчаниками (до 20% глауконита), преимущественно слабо сцементированными. В верхней части свиты залегают мелкозернистые песчаники, туфоалевролиты, туфодиатомиты, диатомиты туффиты, пепловые туфы кислого состава, с многочисленными кремнистыми конкрециями. Обычно цвет пород светло-серый или даже белесый. Мощность свиты в связи с размывом колеблется от 170 до 1200 *м*. Максимальная мощность установлена у озер Изменчивого и Птичьего.

В слоях свиты найдены многочисленные остатки фауны: *Acila* cf. *insignis* (Gould), *A.* ex gr. *devaricata* (Hinds) *Nuculana (Borissia)* cf. *alferovi* Slod., *N. crassatelloides* Slod., *N. majamraphensis* Khom., *N. (Nuculana)* cf. *robai* Kuroda, *Yoldia* ex gr. *tokunagai* (Yok.), *Y.* aff. *boatasinensis* Popova, *Y.* ex gr. *chojensis* Sim., *Y. (Megayoldia) thraciaeformis* Storer, *Y. (Multidentata)* cf. *multudentata* Khom., *Y. acapha* Yok., *Y. vengeriana* Laut., *Malletia* cf. *kamtschatica* L. Krisht., *M. kurasiensis* L. Krisht., *M.* aff. *armudanensis* (Laut.), *M.* ex gr. *inermis* Yok., *Delectopecten peckhami* (Gabb), *Macoma* cf. *optiva* (Yok.), *M.* ex gr. *dissimilis* Martin, *M.* cf. *calcarea (Chemnitz)*, *M. baltica* (Linne), *Solemya tokunagai* Yok., *S.* ex gr. *labeosa* Yok.,

http://jurassic.ru/

Laternula (Aelga) besshoensis (Yok.), *Lucinoma* cf. *acutilineata* (Conrad) *L.* cf. *otukai* Hatai et Nishiyama, *Neptunea* cf. *lirata* Martin.

Указанный комплекс сопоставим с верхнемиоценовым комплексом западной части острова, хотя и включает также формы, присутствующие в низах плиоцена. В этих же отложениях обнаружены фораминиферы (определения Л. С. Леоненко): *Cyclammina* sp., *Discorbis opercularis* (d'Orb.), *Trichohyalis* cf. *bartletty* (Cushmann), *Eponides* (?) *granulatus* E. Laub., *Cassiedulina polita* Vol., характерные для позднего миоцена и плиоцена Сахалина и Японии.

Наиболее обычны диатомеи: *Nualodiscus* sp., *Coscinodiscus manginatus* Ehr. и другие типично морские формы.

Плиоцен-нижнечетвертичные отложения распространены главным образом в Островской и Новиковской депрессиях и в меньшей мере в более мелких депрессиях. Залегают они с размывом и местным угловым несогласием на породах курасийской свиты и с размывом и резким угловым несогласием на более древних отложениях. Японские геологи объединили их в осадки террас плейстоценового возраста.

Литологический состав довольно пестрый. В разрезе присутствуют глины, пески, гравийно-галечный материал. В глинах встречается множество переотложенных диатомей за счет размыва курасийских диатомитов (количество которых достигает 5—10%), встречаются прослои торфа мощностью до 4—5 *м* и горизонты, обогащенные растительными остатками. Состав глинистых минералов существенно гидрослюдистый и в меньшей мере бейделлит-нонтронитовый (в непосредственной близости от основных и ультраосновных пород). Среди обломков встречаются преимущественно породы мезозойских отложений, состоящих из туфоалевролитов, угля и лигнитов. Песчано-гравийный материал, переслаиваясь между собой, образует прослои (0,4—0,6 *м*) и косые параллельные серии с углом наклона до 20°. Суммарная мощность 50 *м*.

Отложения содержат характерный спорово-пыльцевой спектр, включающий как реликты третичной флоры: таксодиевые (до 16—19%), тсуга (6—11%), умеренно теплолюбивые породы (тиссовые, кипарисовые, криптомерию, бук, дуб, клен и др. от 8 до 32%), так и представителей четвертичной флоры. Поэтому разделение их на плиоценовую и четвертичную части затруднено.

Долинский район

Этот район включает территорию, располагающуюся на восточном склоне Западно-Сахалинских гор, на севере ограниченную широтой пос. Взморье, а на юге — р. Сусуей. Западной границей являются выходы меловых отложений, а восточной — четвертичные образования, выполняющие Сусунайскую низменность. В районе вскрываются породы всех горизонтов неогеновых отложений, за исключением невельского (рис. 28).

Мачигарский горизонт представлен гастелловской свитой, но на юге района по составу эта свита более сходна с аракайской.

Гастелловская свита сложена зеленовато-серыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с рассеянной галькой обычно кварцевого и кремнистого состава, с редкими тонкими прослоями алевролитов и глинисто-известковых конкреций. Алевролиты мелкозернистые с примесью песчаных зерен. В верхней части свиты присутствуют туфогенные и глауконитовые песчаники зеленовато- и темно-зеленовато-серого цвета, от мелко- до грубозернистых, с гальками и гравием.

http://jurassic.ru/

Свита трансгрессивно перекрывает верхнемеловые отложения. Мощность свиты от 120 до 200 *м*.

В свите обнаружены остатки: *Acila* sp., *Yoldia caudata* Khom., *Y.* aff. *vasillievskii* Slod., *Y.* cf. *matschigarica* L. Krisht., *Cardita* sp., *Nemocardium iwakiense* Mak., *Liocyma furtiva* (Yok.), *Macoma* cf. *sejugata* Yok., *Mactra vagisana* Laut., *M. ikusaensis* L. Krisht., *Tellina makarovi* L. Krisht., *Molopophorus watanabei Otuka* и др.

Холмский горизонт. *Холмская свита* обнажается на небольших участках по западному и восточному бортам Сусунайской низменности. Она согласно перекрывает гастелловскую свиту и сложена почти исключительно серыми, темно-серыми остроугольно-оскольчатыми очень плотными и крепкими трещиноватыми слабо отсортированными туфогенными аргиллитами и алевролитами (содержание алевритовой фракции 58—64%, глинистой — 36—42%). При выветривании породы приобретают белесую окраску.

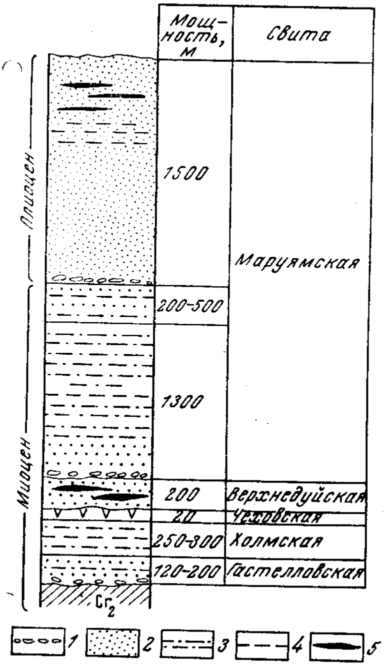


Рис. 28. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Долинского района

1 — конгломераты; *2* — песчаники и пески; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты и глины; *5* — уголь

Довольно часто встречаются прослои зеленовато-серых крепких мелкозернистых туфогенных песчаников (0,2—1,0 *м*). В породах холмской свиты присутствуют остатки радиолярий, вулканический пепел, обломки эффузивных пород.

Мощность холмской свиты в Долинском районе не превышает 250—300 *м*. В свите найдены остатки фауны: *Nuculana (Borissia)* cf. *alferovi* Slod., *N. (Sacella) crassatelloides* Laut., *Yoldia* sp. *Y.* cf. *tokunagai* Yok., *Dentalium* sp., обломки гастропод, фораминиферы — *Cyclammina* sp.

В южных участках рассматриваемого района холмская свита со стратиграфическим несогласием, возможно угловым, перекрывается маруямской свитой.

Чеховский горизонт. *Чеховская свита* распространена только на севере Долинского района, в окрестностях пос. Дудино (р. Аидар). Взаимоотношения свиты с подстилающими образованиями не выяснены. Сложена свита туфоагломератами, состоящими из многочисленных угловатых и полуокатанных обломков эффузивов, туфов и туфогенных песчаников. Мощность свиты около 20—30 *м*.

Верхнедуйский горизонт. *Верхнедуйская свита* распространена также только на севере Долинского района в окрестностях поселков Дудино и Взморье. Представлена свита серыми и желтовато-серыми глинистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми плотными глинами, заключающими пласты бурого и каменного угля. Мощность свиты не превышает 200 *м*. Взаимоотношения свиты с подстилающими отложениями неясны; тем не менее залегание ее то на чеховской свите, то непосредственно на холмской указывает на стратиграфическое несогласие.

Окобыкайский горизонт. К окобыкайскому горизонту в Долинском районе относится нижняя подсвита маруямской свиты.

http://jurassic.ru/

Маруямская свита со стратиграфическим, а возможно, и угловым несогласием залегает на подстилающих отложениях. По составу в Долинском районе она расчленяется на три подсвиты, из которых нижняя отвечает окобыкайскому, средняя — такойскому, а верхняя — помырскому горизонтам.

Нижнемаруямская подсвита. В основании подсвиты наблюдается 3-метровый пласт мелкогалечных конгломератов или грубозернистых песчаников с галькой, среди которой встречаются окатыши подстилающих пород холмской свиты. В породе содержится от 5 до 12% гальки, 4—8% гравия, 5—18% крупного песчаного материала, 7—16% среднего и мелкого, 7—62% алевритового и 3—35% — глинистого материала. Нижние 150 *м* разреза подсвиты образованы зеленовато-серыми мелкозернистыми глинисто-алевритовыми неслоистыми полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, с крупными (до 1 *м* и более) песчано-известковистыми конкрециями. И в конкрециях, и в песчаниках заключены обильные остатки фауны, представленной видами *Acila (Truncacila) insignis* (Gould), *Yoldia* sp., *Thyasira disjuncta* Gabb var. alta L. Krisht., *Th. disjuncta* (Gabb.) var. *ochotica* L. Krisht., *Clinocardium californiense* Desh., *Serripes grönlandicus* (Chem.), *Taras* sp., *Macoma calcarea* (Brug.), *Cryptomya* cf. *californica* (Conrad), *Natica clausa* Brod et Sow., *Neptunea lirata* (Mart.), *Turritella* sp., *Epitonium* sp.

Верхняя часть нижнемаруямской подсвиты (200 *м*) сложена светлыми диатомитоподобными слоистыми алевролитами, характеризующимися присутствием большого количества диатомовых водорослей (до 40—50%). Отмечаются глинистые и песчано-глинистые алевролиты. Первые содержат от 5 до 30% глинистой фракции, имеют крупноглыбовую отдельность, а песчано-глинистые разности алевролитов отличаются значительным содержанием как песчаного, так и глинистого материала (25—45%); алевролиты тонкоплитчатые, с обильным обуглившимся растительным детритусом. Песчаники подсвиты содержат до 30% глинистой и алевритовой фракций, мелкозернистые, реже среднезернистые, глыбовые или толстоплитчатые. Мощность подсвиты до 1300 *м*.

В породах подсвиты и конкрециях помимо уже указанных из ее основания форм встречены остатки моллюсков: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Acila cobboldiae* Sow., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Y. pennulata* Slod., *Y.* cf. *hyperborea* (Törrel), *Y. (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Clinocardium shinjiense* Yok., *C.* cf. *corbia* (Mart.), *C. californiense* Desh., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Liocyma fluctuosa* Gould., *Macoma calcarea* (Chem.), *M. optiva* Yok., *M. nipponica* Yok., *Siliqua* sp., *Mya arenaria* Linne, *Laternula (Aelga)* cf. *besshoensis* Yok., *Saxicava arctica* Linne, *Buccinum marujamensis* Ilyina, *B.* cf. *haromaicum* Khom., *Natica clausa* Brod. et Sow.

Здесь же встречены фораминиферы: *Angulogerina semitrigona* (Galloway et Wissler), *Bolivina dilatata* Reuse, *B.* aff. *pseudoplicata* Heron-Allen et Narland, *Cassidulina limbata* var. *limbata* Cush. et Hughes, *C. lomitensis* Galloway et Wissler, *C. translacens* Cush. et Hughes, *Cibicides refulgens* Mantfort, *C. lobatulus* Walker et Jakob, *Eponides frigidus* Cushm., *Haplophragmoides periferosulcatus* Volosh., *Lagena acuticosta* Reuss, *Nonionella* sp., *Nonion pompiloides* Fichtel et Möll., *Siphogenerina* sp., *Uvigerina juncea* Cush. et Todd., *U. suberegrina* Cush., *Pseudoparella* cf. *pacifica* Cush., *Radiolaria* sp.

http://jurassic.ru/

В. С. Свитенко и Н. П. Енгалычева (1963 г.) по данным глубоких скважин в составе нижнемаруямской подсвиты различают несколько пачек (сверху вниз):

1) пачку переслаивания алевролитов и песчаников (630 *м*);
2) пачку зеленовато-серых алевролитов и песчаников (200 *м*);
3) пачку алевролитов (174 *м*);
4) пачку песчаников и алевролитов (200 *м*), встречающихся примерно в равном соотношении.

Отметим, что такое расчленение разреза является условным, так как в трех верхних пачках резко преобладают алевролиты, а содержание песчаников в них примерно одинаковое.

Такойский горизонт. В состав такойского горизонта входит *среднемаруямская подсвита.*

Среднемаруямская подсвита сложена неравномерно переслаивающимися плохо отсортированными мелкозернистыми серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, песками, алевритами и темными глинами. Присутствуют многочисленные песчано-известковые конкреции, нередко с остатками фауны. В. С. Свитенко и Н. П. Енгалычева среднемаруямскую подсвиту выделяют в горизонт «песков, глин и алевритов». Мощность подсвиты от 200 до 500 *м*.

Среднемаруямская подсвита охарактеризована следующим комплексом ископаемой фауны моллюсков: *Acila (Truncacila) cobboldiae* (Sow.), *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Y. thraciaeformis* (Storer), *Mytilus edulus* Linne, *Laevicardium taracaicum* Yok., *Clinocardium californiense* (Desh.), *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Liocyma fluctuosa* (Gould.), *L. subfluctuosa* Khom., *Macoma calcarea* (Chem.), *M. optiva* Yok., *M. baltica* Linne, *Neptunea despecta* Linne, *Buccinum marujamensis* Ilyina, *Turritella nipponica* Yok., *Natica clausa* Brod. et Sow.

В подсвите встречаются остатки фораминифер: *Elphidium incertus* var. *clavata* Cush., *Cassidulina modeloensis* Rankin, *C. laevigata* Orb., var. *carinata Silvestri, Pseudoparella pacifica* (Cush.), *Haplophragmoides* sp., *Radiolaria* sp., *Erylus* sp. и диатомовые водоросли.

Разрез среднемаруямской подсвиты по р. М. Такой принят за стратотип такойского горизонта. По нашему мнению, этот стратотип выбран неудачно, так как подсвита здесь разными исследователями выделяется в различном объеме в связи с недостаточно четкой литологической и палеонтологической характеристиками. В качестве стратотипического для такойского горизонта следовало бы принять разрез нижненутовской подсвиты Гиляко-Абунанского месторождения нефти Охинского района (Рахманов и др., 1960).

Помырский горизонт представлен верхней подсвитой маруямской свиты. Верхнемаруямская подсвита по литологическому составу делится на две части.

Нижняя часть (170—500 *м*) сложена преимущественно серыми, желтовато-серыми и темно-серыми уплотненными песками, с редкими прослоями небольшой мощности (до 2 *м*) мелкогалечных, реже среднегалечных конгломератов с пропластками грубозернистых и среднезернистых песчаников, зеленовато-серых мелкозернистых глинистых и известковистых песчаников (до 1 *м*), серых и светло-серых выбеливающихся, местами ожелезненных песчаных глин (0,5—2,0 *м*). В основании подсвиты залегает пласт конгломерата мощностью до 5 *м*. К мелкогалечным конгломератам и известковистым песчаникам приурочены скопления в виде ракушняков остатков фауны: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Acila (Truncacila)* cf. *insignis* Gould., *Yoldia (Cnesterium) sachalinensis* Slod., *Y. thraciaeformis* (Storer), *Anadara (Anadara)*

http://jurassic.ru/

cf. *trilineata* Conrad, *Pecten (Fortipecten) takahashii* Yok., *P. (Patinopecten)* ex gr. *caurinus* Gould., *Cardita* cf. *pacifera* Yok., *Chione securis* (Shum.), *Liocyma fluctuosa* Gould., *Macoma calcarea dissimilis* Mart., *Seliqua costata* Say, *Spisula polynyma* Stimps., *Mactra (Spisula) hemphilii* Dall., *Mya arenaria* Linne, *M. truncata* Linne, *Cancellaria crawfordiana* Dall, *Neptunea lirata* Mart. var. *pluricostulata Ilyina, N.* cf. *lirata* Mart., *N. bairdia* (Dall), *Buccinum saundersi* Clark, *B. haromaicum* Khom., *Trophon* cf. *kamtschaticus* Dall, *Natica (Tectonatica) janthostoma* Desh., *N. clausa* Brod et Sow., *Nassa* cf. *ausiensis* Ilyina.

Верхняя часть верхнемаруямской подсвиты представлена глинистыми разнозернистыми серыми, светло- и голубовато-серыми песками с глауконитом, песчаными и алевритовыми глинами, мелкими галечниками и конгломератами, лигнитами (0,05—1,8 *м*) и бурыми углями. Количество прослоев песков, галечников и лигнитов возрастает вверх по разрезу. В основании залегает пласт конгломератов мощностью 15 *м*. Мощность верхней части подсвиты 800—1000 *м*. В ней найдены: *Liocyma fluctuosa* Gould, *Tellina lutea* Gray, *Macoma nasuta* Conrad, *Mya arenaria* Linne, *M. arenaria* Linne var. *japonica* Jay., *M. arenaria* Linne var. *truncata* Linne, а также фораминиферы *Streblus beccarii* (Linne), *Nonion* sp. и остатки растений *Betula* sp. (cf. *B. nana), Carex* sp. (?), *Coniferalis* sp., *Salix* sp.

Верхнемаруямская подсвита обычно трансгрессивно и с глубоким размывом перекрывает подстилающие отложения.

Макаровский район

В Макаровском районе в отличие от Долинского и располагающегося севернее Побединского районов среди неогеновых отложений широко представлены вулканогенные образования чеховского горизонта. Характеризуемая территория охватывает Макаровский и западную часть Поронайского административных районов Сахалина. В этой части Сахалина неогеновые отложения также представлены всеми горизонтами (рис. 29).

Мачигарский горизонт представлен гастелловской свитой.

Гастелловская свита в стратотипическом разрезе по р. Гастелловке представлена преимущественно серыми, желтовато-серыми плитчатыми и массивными, слабо сцементированными, обычно мелкозернистыми, плохо отсортированными полимиктовыми песчаниками с мергелистыми и песчано-известковистыми конкрециями. Резко подчиненное значение имеют прослои темно-зеленовато-серых полимиктовых мелкогалечных конгломератов, приуроченных главным образом к нижней части свиты, темно-серых тонкоплитчатых и массивных, слегка окремненных и туфогенных алевролитов и аналогичных аргиллитов, характеризующих верхнюю ее часть и знаменующих постепенный переход к вышележащей холмской свите. В основании свиты почти повсеместно залегает пачка мелкогалечных конгломератов, нередко по простиранию постепенно замещающихся гравелитами, песчаниками, а последние — алевролитами. Встречены также маломощные линзы бурого угля. К югу свита становится постепенно более тонкообломочной. Непосредственно к северу от г. Макарова (р. Черниговка) в свите мощностью до 800 *м* отмечаются только две пачки песчаников с прослоями и линзами конгломератов в основании (30—35 *м*) и в верхней части свиты (до 140 *м*). Преимущественным же развитием здесь пользуются темно-серые угловато-оскольчатые алевролиты с мелкими шаровидными и лепешковидными известняково-мергелистыми конкрециями, редкими линзами и прослоя-

http://jurassic.ru/

ми мелкогалечных конгломератов и песчаников. Мощность свиты до 200 до 800 *м*.

По всей свите от основания и до кровли встречаются обильные остатки моллюсков, характерные для нижнемиоценовой мачигарской свиты п-ова Шмидта: *Yoldia caudata* Khom., (много), *Y.* ex gr. *laudabilis* Mak., *Y. (Kalayoldia) matschigarica* L. Krisht., *Delectopecten watanabei* Yok., *Cardita matschigarica* Khom., *C. nairoensis* L. Krisht., *Thyasira* ex gr. *disjuncta* (Conrad), *Clinocardium matchgarensis* Mak., *Cl.* cf. *esutoruensis* L. Krisht. *Nemocardium iwakiense* Mak., *Venericardia* sp., *Taras* sp., *Papyridea matschigarica* Khom., *Macoma* cf. *sejugata* (Yok.), *M. simizuensis* L. Krisht., *Tellina tricarinata* Nagao, *Liocyma furtiva* Yok. *Solen* sp., *Mya grewingki* Mak., *Cryptomya* sp., *Mactra (Spisula) polynyma nagokoensis* Natai et Nisiyama, *Laternula korniana* L. Krisht., *Periploma* sp., *Colus asagaiensis* Mak., *Polinices* sp., *Natica* sp., *Ampallina asagaiensis* Mak., *Turritella* sp., *Ancistrolepis* sp., *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao, *Littorina* sp.

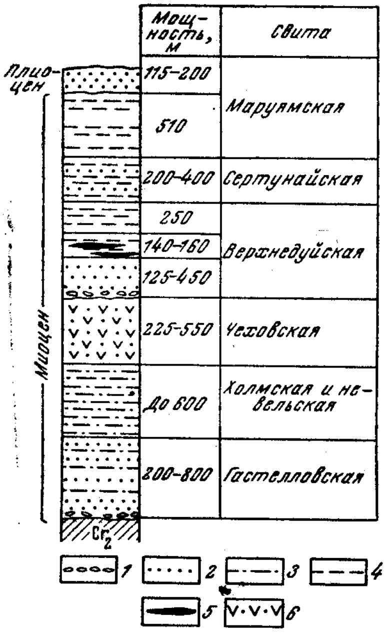


Рис. 29. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Макаровского района

1 — конгломераты; 2 — песчаники и пески; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глины; 5 — уголь; 6 — туфы и туффиты

Приведенный список фауны, не характерной для палеогеновой такардайской свиты, не позволяет присоединиться к предположению А. Е. Егорова, О. А. Мельникова, И. М. Сирика и Т. Н. Шереметьевой о присутствии в Макаровском районе по рекам Шахтной и Черниговке палеогеновых отложений. Породы с данной фауной по обеим рекам с размывом и резко несогласно перекрывают отложения мелового возраста.

Холмский и невельский горизонты объединенные в рассматриваемом районе представлены холмской свитой.

Холмская свита сложена темно-серыми, выбеливающимися при выветривании, слоистыми мелкоскольчатыми туфогенными алевролитами и аргиллитами, с рассеянной галькой. Содержание мелкой песчаной фракции в алевролитах достигает 16%, алевритовой — 53%, глинистой — 31%. В алевролитах отмечаются редкие прослои темно-серых туфогенных мелкозернистых песчаников, а в верхах свиты, кроме того, встречаются прослои вулканической туфобрекчии (до 2,5 *м*), зеленовато-серых крупнозернистых туфов (до 2 *м*).

В верхней части свиты наблюдается частое чередование прослоев серых мелкозернистых неслоистых туфогенных песчаников (от 0,15—0,20 до 3—5 *м*), зеленовато-серых туфогенных алевролитов (от 0,1 до 1,2—1,5 *м*) и темно-зеленых псефитовых туфов. Мощность пачки часто чередующихся пород не превышает 200 *м*. Возможно, она является стратиграфическим аналогом невельской свиты западного побережья Южного Сахалина. По направлению с юга на север в свите туфогенные разности постепенно замещаются нормально-осадочными породами.

Для свиты характерно значительное количество известково-мергелистых конкреций с остатками моллюсков: *Acila kholmskensis*

http://jurassic.ru/

L. Krisht., *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *N. pennula* Yok., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia tokunagai* (Yok.), *Y. multidentata* Khom., *Y. caudata* Khom., *Malletia inermis* Yok., *M. longa* L. Krisht., *M.* ex gr. *poronaica* (Yok.), *Lima sahalinensis* Slod., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb, *Mytilus* ex gr. *edulus* Linne, *Crenella porterensis* Weaver, *Cardita tokunagai* Yok., *Phacoides acutilineata* Conrad, *Thyasira* ex gr. *disjuncta* Gabb, *Nemocardium iwakiensis* Mak., *Macoma simizuensis* L. Krisht., *Solemya tokunagai* Yok. (много), *Laternula altarata* L. Krisht., *L. (Aelga) besshoensis* Yok., *Turritella ocoyana* Conrad, *Turcicula sahalinensis* Takeda и др.

Чеховский горизонт. *Чеховская свита* в нижней части сложена преимущественно чередующимися пачками темно-серых и темно-зеленых массивных туфобрекчий и маломощными прослоями слоистых ожелезненных туфов основного состава. Встречаются тонкие пропластки темно-серых плотных и крепких аргиллитов, мелкозернистых туфопесчаников, иногда переслаивающихся друг с другом пачками мощностью до 1 *м*, и пластовые залежи порфирита.

В составе свиты присутствуют также пласты туфоконгломератов, полуокатанные гальки и валуны которых представлены андезитами и сцементированы вулканическим стеклом. Здесь обнаружены также остатки покровов базальтов и андезито-базальтов. Последние наиболее широко развиты в бассейне р. Нитуй. В верхней части свиты, также представленной чередующимися прослоями туфов, туфоагломератов или брекчий, туфовых сланцев, туфогенных алевролитов и песчаников, встречен пласт ракушечника (р. Макаровка), переполненный остатками моллюсков *Melanella* sp., *Viviparus* sp. Мощность свиты от 225 до 550 *м*.

Верхнедуйский горизонт. *Верхнедуйская свита* расчленяется на пачки.

Подугленосная пачка (125—450 *м*) сложена в нижней части темно-серыми средне-крупнозернистыми песчаниками с галькой, иногда образующей скопления в виде линз мелкогалечных конгломератов. В одном из пластов песчаников встречены остатки *Cardita* sp. (*C.* cf. *ferruginea* Adams), *C.* sp. (cf. *C. subtenta* Conrad), *Mactra (Mulinia)* cf. *densata* Conrad, *M. (Mulinia)* cf. *slodkewitschi* Kogan, *Mya japonica* Yok., *Polinices galianoi* Dall, *Balanus* sp. Верхняя часть свиты представлена серыми аргиллитоподобными песчанистыми глинами, заключающими сидеритовые конкреции и отпечатки растений: *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer. Переход от песчаников нижней части к глинам верхней постепенный, через пачку переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников. Отмечаются редкие прослои каменного угля.

Угленосная пачка (140—160 *м*) сложена переслаивающимися темно-серыми аргиллитоподобными глинами и слабыми алевролитами полимиктового состава; реже встречаются прослои мелкозернистых песчаников, углисто-глинистых и углистых сланцев и до 5 пластов (мощностью от 1,2 до 8,5 *м*) каменного угля суммарной мощностью 15,6 *м*. В основании пачки залегает прослой (до 1,5 *м*) мелкогалечного конгломерата.

В угленосной пачке найдены остатки растений: *Ulmus carpinoides* Goepp., *U. longifolia* Ung., *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Hicoria sachalinensis* Baik., *Camptonia Naumanii* (Nath.) Baik., *Quercus angustifolia* Baik., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Castanea atavia* Ung., *Myrica* sp. и др.

http://jurassic.ru/

Стратиграфически выше залегает надугленосная толща (до 250 *м*) серых алевритистых аргиллитоподобных глин с прослоями глинистых и известковистых алевролитов и фауной *Viviparus* cf. *chutsingensis* Yeh., *Unio.* sp., *Corbicula* cf. *sandai* Rhein. и др.

Сертунайский горизонт представлен сертунайской свитой, именовавшейся ранее курасийской свитой.

Сертунайская свита в Макаровском районе выделялась как надугленосный морской горизонт верхнедуйской свиты (Киркинская, 1950—1953 гг.) или нижняя подсвита курасийской свиты (Козырев и др., 1960), а еще раньше (Евсеев, 1948) — как курасийская свита.

Свита сложена темно-серыми, при выветривании светло-серыми, аргиллитоподобными алевритовыми глинами с прослоями (от 6 до 30 *м*) глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В нижних горизонтах свиты отмечаются пропластки темных глин, обогащенных гумусовым веществом. В песчаниках встречены карбонатные конкреции. К северу аргиллитоподобные глины замещаются глинистыми алевролитами. В Поронайском районе эта свита представлена алевролитами с мощными прослоями светло-серых кварцевых песчаников и мелкогалечных конгломератов, количество прослоев которых увеличивается к северу. В нижних слоях свиты собраны остатки моллюсков: *Nuculana majamraphensis* Khom., *N. slodkewitschi* Kogan, *Yoldia* sp., *Ostrea* cf. *gackhiani* L. Krisht., *Corbicula matschiensis* Laut., *C.* ex gr. *adamensis* Laut., *Taras gravis* Kogan, *Liocyma furtiva* Yok., *Mya arenaria* Linne, *Buccinum* sp., *Polinices (Euspira) galianoi* Dall. В верхней части свиты (юг Макаровского района) найдены: *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* Yok., *Dosinia ausiensis* Ilyina, *Tellina* cf. *venulosa* Schrenk, *Macoma optiva* Yok., *M.* cf. *baltica* Linne, *Mya* cf. *californica* Rev., *Polinices (Euspira) galianoi* Dall., а на севере — *Acila (Truncacila) castrensis* Hinds, *Yoldia* ex gr. *kuluntunensis* Slod., *Ostrea* sp., *Corbicula* cf. *sandai* Rhein., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma* cf. *echabiensis* Slod., *Cultellus izumoensis* Yok., *Nassarius* cf. *perpingius* Hinds., *Polinices (Euspira) galianoi* Dall.

Мощность свиты уменьшается от 200 до 400 *м* с севера на юг.

Окобыкайский горизонт состоит из нижней подсвиты маруямской свиты. *Нижнемаруямская подсвита* в Макаровском районе расчленяется на две пачки.

Нижняя пачка (130—350 *м*) представлена довольно крепкими серыми глинистыми породами, содержащими различное количество алевритового материала. При выветривании породы выбеливаются, превращаются в опоковидные, раскалывающиеся на мелкие обломки с раковистым изломом. Среди этих пород встречаются прослои слабо сцементированных алевролитов и мелкозернистых песчаников (от 0,1 до 6—7 *м*) и шаровые и эллипсоидальные известково-мергелистые конкреции (от 0,1—0,5 до 1,0—1,5 *м*). В подсвите найдены обильные остатки фауны: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *N.* cf. *miocenica* L. Krisht., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Macoma optiva* Yok., *M.* cf. *nasuta* Conrad, *Sanguinolaria* cf. *ochotica* Slod., *Mya arenaria* Linne, *Laternula borensis* Ilyina, *Buccinum* cf. *haromaicum* Khom. и др., а также позвонки рыб, ходы червей, фораминиферы (крупные *Cyclammina*).

Верхняя пачка (110—160 *м*) сложена массивными зеленовато-серыми алевритовыми диатомитоподобными глинами и глинистыми диатомитами, иногда переходящими в диатомовые глинистые алевролиты. Породы содержат известково-мергелистые конкреции, редкую рассеянную гальку и по плоскостям напластования — тонкий песчаный материал и обуглившийся растительный детрит. При выветривании породы

http://jurassic.ru/

выбеливаются и становятся опоковидными. В них найдены остатки фауны: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Acila (Truncacila) castrensis* Hinds, *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Y. (Cuesterium)* cf. *kuluntunensis* Slod., *Cardita* cf. *ferruginea* Adamson, *Thyasira disjuncta* (Gabb) var. *ochotica* L. Krisht., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma baltica* Linne, *M. optiva* Yok., *M. truncatoides* Khom., *Mya arenaria* Linne.

Общая мощность нижнемаруямской подсвиты изменяется от 250—300 *м* на юге до 500 *м* в более северных районах.

Помырский горизонт. Отложения среднемаруямской подсвиты, объединяемые в такойский горизонт, в Макаровском районе выпадают из разреза, видимо, в результате размыва. Помырский горизонт, представленный верхнемаруямской подсвитой, непосредственно перекрывает здесь нижнемаруямскую подсвиту и более древние образования.

Верхнемаруямская подсвита в Макаровском районе обнажается, по-видимому, не полностью. Нижние ее слои более полно представлены в Долинском районе.

Сложена свита светло-зеленовато-серыми глинистыми неслоистыми ожелезненными по трещинам мелкозернистыми песками с редкими включениями мелкой кварцевой и кремнистой гальки и многочисленными остатками *Macoma* sp. Наблюдаются прослои (5—10 *м*) крепких ожелезненных мелкозернистых песчаников и редкие (мощностью не менее 3 *м*) пачки темно-серых, серых плотных неслоистых песчаных ожелезненных по трещинам глин с обильной рассеянной мелкой галькой.

Мощность обнажающейся части подсвиты не превышает 115—120 *м*.

Побединский район

Неогеновые отложения распространены по западному и восточному бортам Тымь-Поронайской низменности. Характерной особенностью неогеновых отложений этого района является трансгрессивное, с размывом, залегание верхнедуйского горизонта непосредственно на подстилающих отложениях холмского. Образования чеховского и невельского горизонтов здесь из разреза выпадают (рис. 30).

Мачигарский горизонт представлен гастелловской свитой. *Гастелловская свита* распространена по западному борту Тымь-Поронайской низменности в виде прерывистой полосы вдоль восточного склона Западно-Сахалинских гор. С меловыми отложениями свита имеет тектонический контакт. В составе свиты общей мощностью до 760 *м* выделяется шесть пачек (снизу вверх).

1. Угленосная пачка (более 180 *м*) присутствует только в северной части района. Представлена чередующимися прослоями пестроцветных полимиктовых гравелитов, количество которых увеличивается кверху, мелко- и среднезернистых иногда тонкослоистых зеленовато-серых песчаников со знаками волновой ряби, темно-серых алевролитов и аргиллитов с прослоями каменного угля (0,1—0,2 *м*). Содержится много прослоев желваковых сидеритов. В пачке найдены остатки растений *Ulmus giganteus* Baik., *Acer monoides* Shap., *Tilia sachalinensis* Heer, *Alangium* sp., *Circus* sp., *Phyllites* sp. и пресноводной фауны — *Unio* sf. *uryuensis* Suzuki, *Viviparus* cf. *uryuensis* Yok. и ракообразные. Неогеновый возраст ее доказывается приведенными флорой и фауной.

2. Пачка мощностью 60—200 *м* конгломератов, полимиктовых, валунно-галечно-гравийных. Пласты конгломератов (9—14 *м*) переслоены зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками (от 0,25 до 0,6 *м*). Галька в конгломератах представлена кремнистыми слан-

http://jurassic.ru/

цами (до 36%), красными яшмами (до 30%), спилитами (до 10%). Порфиры, туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты в гальке составляют 1—5%. Цемент — песчано-глинистый и слюдисто-кремнистый.

3. Средняя угленосная пачка (20—70 *м*). Сложена темно-серыми глинистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями каменного угля, углистых сланцев (0,15—0,20 *м*) и на юге — грубозернистых полимиктовых песчаников с гравием (0,6—0,8 *м*).

4. Пачка песчанистых и глинистых темно-серых алевролитов с обильными гравием, галькой, реже валунами осадочных, метаморфических, эффузивных пород и угля. Содержатся стяжения пирита, углефицированный растительный детрит, «геннойши» и горизонты известковистых конкреций (до 1,5 *м*), иногда переполненных остатками раковин *Thyasira*. В алевролитах встречены многочисленные остатки моллюсков: *Ostrea* sp., *Modiolus* cf. *modiolus* Linne, *Cardita* sp., *Yoldia* sp., *Cryptomya* sp., *Dentalium* sp., *Calyptrea* sp. Из фораминифер найдены: *Haplophragmoides* aff. *indentatus* Volosh., *H.* aff. *laminatus* Cushman, *Bathysiphon* sp., единичные *Silicosigmoilina* sp.

Мощность пачки увеличивается с запада на восток от 30 до 150 *м*.

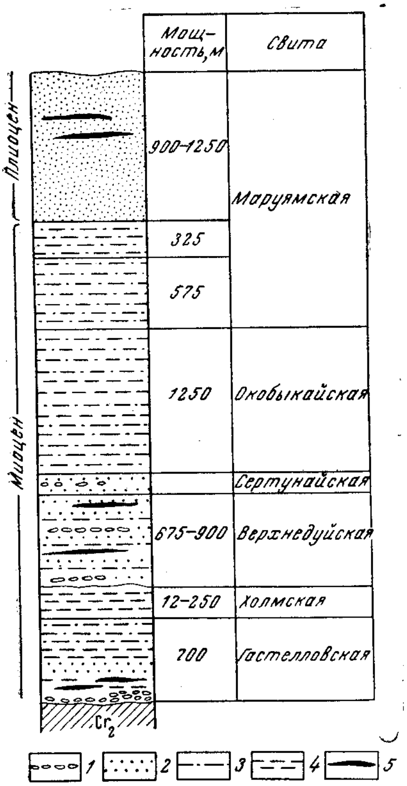


Рис. 30. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Побединского района

1 — конгломераты; *2* — пески и песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты и глины; *5* — уголь

5. Песчаники серые и светло-серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, плохо отсортированные, неслоистые, с мелкой и крупной галькой метаморфических пород и угля. Встречаются стяжения пирита, «геннойши», горизонты крупных и мелких известковистых конкреций и обильные остатки ископаемой фауны. В восточном направлении происходит выклинивание этой пачки пород.

Комплекс фауны довольно разнообразен: *Glycymeris* sp., *Cardita* sp., *Corbicula* sp., *Taras harfordi* (Arnold) — много, *Thyasira* sp., *Clinocardium asagaiense* (Mak.), *C. matchgarense* (Mak.), много *Papyridea matschigarica* Khom. (часто), *Saxidomus* sp., *Liocyma furtiva* Yok., *Tellina* (*Peronidia*) *sochii* Kamada, *Cultellus sachalinensis* L. Krisht. (много), *Solen* sp., *Spisula* (*Mactromeris*) *nagakoensis* Hatai et Nisiyama (обильно), *Thracia* cf. *condoni* Dall., *Mya* sp. (единичные), *Linthia* cf. *praenipponica* Nagao, *Dentalium* sp. и др.

Мощность пачки от 130 *м* до полного выклинивания.

6. Верхняя песчано-гравелитовая угленосная пачка представлена мелко- и среднезернистыми светло-серыми массивноплитчатыми песчаниками (пласты от 1 до 2 *м*), чередующимися с маломощными (до 0,2 *м*) пластами гравелитов кварц-кремнистого состава с прослоями (0,06—0,15 *м*) угля и углистого сланца. В верхней части пачки гравелиты замещаются крупногалечными полимиктовыми конгломератами (до 1 *м*). В этой пачке найдены: *Modiolus* cf. *modiolus* Linne (много),

http://jurassic.ru/

Ostrea sp. (много), *Anomia* sp., *Cardita matschigarica* Khom., *Siphonella* sp., *Turritella* sp., *Echinarachnius* sp.

Мощность пачки изменяется с востока на запад от 10 до 30 *м*.

Холмский горизонт. *Холмская свита* на нижележащих отложениях залегает с размывом. Представлена она монотонной толщей серых и темно-серых, часто голубоватых кремнистых аргиллитов с примесью алевритового материала и многочисленными кремнистыми конкрециями шаровидной и эллипсоидальной формы диаметром от 0,02 до 2 *м*.

В конкрециях и породах свиты найдены остатки моллюсков: *Acila (Truncaciala)* cf. *osugii* (Nagao et Huzioka), *Nuculana (Borissia)* sp., *N. (Sacella)* sp., *Malletia poronaica* Yok. (много), *Yoldia* cf. *cerussata* (Slod.), *Y.* cf. *sobrina* Takeda (много), *Delectopecten watanabei* Yok (много), *Periploma* sp. (часто), *Laternula* sp., *Solemya tokunagai* Yok., *Lima* cf. *goliath* Sow., *Crenella* sp., *Trominina japonica* (Taceda), *Turcicula sachalinensis* (Takeda), *Psephaea* cf. *weaveri* (Tegland), *Antiplanus* sp., *Buccinum* sp., *Dentalium* (часто), а также клешни ракообразных, чешуя и позвонки рыб. Здесь же найдены фораминиферы: *Haplophragmoides* aff. *tortuocus* V. Kuznezova, *H.* aff. *renzi* Asano, *H. laminatus* Volosh. (много), *Circus* cf. *multicamerata* Volosh., *Dorothia* sp., *Guttulina* sp., *Cibicides* sp., *Melonis schimokiensis* Asano (обычно), *Cribroelphidium* aff. *crassum* V. Kuznezova, *Cassidulina curvicamerata* Volosh., *Cyclammina* sp. (обычно).

Мощность от 250 *м* на севере района до 12 *м* на юге.

Макаровская серия. Верхнедуйский горизонт. *Верхнедуйская свита* залегает со стратиграфическим несогласием на подстилающих отложениях. Она делится на две пачки: нижнюю — угленосную и верхнюю — безугольную.

В основании нижней пачки залегает толща олигомиктовых кремнисто-аргиллитовых конгломератов мощностью от 5 *м* на севере до 200 *м* на юге, размеры галек которых уменьшаются кверху. В этом же направлении появляются прослои (0,6—0,8 *м*) среднезернистых песчаников и линзы угля, уменьшается мощность прослоев конгломератов. В средней части угленосной пачки преобладают гравелиты полимиктового состава и грубозернистые песчаники. Здесь найдены остатки *Unio* sp., *Viviparus* sp. Выше по разрезу залегают чередующиеся пачки темных глин с большим количеством прослоев и линз сидеритов и средне- и грубозернистых косослоистых светло-серых песчаников с прослоями (до 0,2 *м*) гравелитов и углей (от 2 до 8 *м*) сложного строения. В верху пачки залегают кварц-кремнистые гравелиты с линзами песчаного материала и мощным (11 *м*) пластом каменного угля сложного строения. В нижней пачке найдены остатки растений: *Corylus* sp., *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Populus balsamoides* Goepp., *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chanly, *Zelkova* sp., *Betula* sp., *Phyllites* sp., *Taxodium* sp., *Salix* sp. Мощность угленосной пачки 475 *м*.

Безугольная пачка сложена тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в пачку чередующихся прослоев тонкослоистых мелкозернистых песчаников с алевритовыми глинами, заключающими линзы сидерита. В этой части свиты найдены фораминиферы: *Hippocrepinella* sp., *H.* cf. *hirudinea* Heran, *Trochammina pacifica* Cushman, *Oolina* aff. *laevis* (Monp tagu), *Pseudoglandulina* aff. *owula* (D'Orb.), *Guttulina* sp., *Buccella subconica* Budasheva, *Cribroelphidium subglobosum* Volosh., *Eiphidiella* aff. *problematica* Volosh., *Nonionella* sp., *Rariolaria* sp., *Saccammina* sp., *Miliammina complonata* Volosh., *Streblus* sp. N I. *Ammoastuta sakhalinica* Volosh., *A.* sp., n. cf. *inerta* (Cushm. et Mekul.), *Areno-*

http://jurassic.ru/

parella mexicana (K o r u f e l d), *Textularia* sp. Мощность пачки 200 *м*.

С юга на север в составе свиты увеличивается роль крупнообломочного материала.

Общая мощность свиты изменяется от 675 *м* на севере до 900 *м* на юге.

Сертунайский горизонт

Сертунайская свита развита по обоим бортам Тымь-Поронайской низменности. В более северных участках (Тымовский район) свита представлена мелкогалечными конгломератами, гравелитами различной зернистости, голубовато-серыми слоистыми песчаниками и темно-серыми алевролитами, переслаивающимися между собой. Характерной особенностью пород свиты является их слюдистость. К западу размеры обломочного материала в породах свиты изменяются и свита сложена в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность и количество прослоев последних увеличиваются вверх по разрезу.

Свита на северном участке охарактеризована довольно разнообразным комплексом моллюсков: пластинчатожаберных — *Acila (Truncacila) gottschei* (B ö h m), *Nuculana (Sacella) smekhovi* L a u t., *Yoldia (Megayoldia) thraciaeformis* (S t o r.), *Anadara* cf. *devincta* C o n r a d, *Glycymeris* cf. *matumoriensis* N a m u r a et H a t a i, *Chlamys* sp., *Patinopecten subyessoensis* (Y o k.), *Ostrea* ex gr. *ausiensis Ilyina* *, *Thyasira disjuncta* (G a b b.), *Clinocardium* cf. *corbis* (M a r t.), *Papyridea sertunayensis* K o g a n, *Tellina clivosa* B o h m., *Macoma calcarea* (C h e m.), *Cultellus izumoensis* Y o k. *, *Pitar* cf. *gretschischkini* S l o d., *Dosinia* cf. *ausiensis Ilyina, Spisula polynyma* S t i m p s., *Mactra* cf. *densata* (C o n r a d), *Crassatellites* cf. *tsumaensis* S h u t o *, *Mya* cf. *arenaria* L. *, *Natica* sp., *Calyptraea* sp., *, *Crepidula* sp. *, *Fusinus* sp., *Littorina* sp., а также иглокожих *Echinarachnius* * и фораминифер *Haplophragmoides* aff. *dentatus* S t a r t z e v a, *H. carinatus* C u s h m. et R e n z., *Trochammina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Streblus* sp.

В южном направлении из разреза свиты исчезают прослои конгломератов и гравийников и толща представлена мелкозернистыми песчаниками (до 55 *м*), темно-серыми и серыми глинами (35—90 *м*) и серыми алевролитами (до 4 *м*). Комплекс фауны аналогичен предыдущему.

На юге рассматриваемого района свита представлена в основном алевритовыми глинами и песчаными алевролитами; песчаники имеют резко подчиненное значение. Комплекс остатков фауны, характеризующий южный участок района, представлен: *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Nuculana* cf. *minuta* D a l l, *Yoldia* cf. *makarovi* E v s e e v, *Y. (Megayoldia) thraciaformis* S t o r., *Patinopecten subyessoensis* Y o k., *Modiolaria kryshtofovichi* S i m., *Clinocardium* cf. *corbis* (M a r t y n), *Serripes grönlandicus* (B r u g.), *Liocyma fluctuosa* (G o u l d.), *Tellina (Moerella ?) clivosa* B ö h m, *Macoma calcarea* (C h e m.), *M. optiva* (Y o k.), *Mya* ex gr. *arenaria* L., *Mya sertunayensis* L a u t., *Cryptomya californica* (C o n r a d); гастроподы — *Natica* sp., *Turritella* sp., *Buccinum* sp., *Neptunea* sp.; фораминиферы — *Pseudoglandulina* aff. *owula* (d'O r b.), *Buccella* cf. *subconica* B u d a s h., *Streblus* cf. *japonicus* (H a d a), *Elphidiella* cf. *problematica* V o l o s h., *E.* cf. *katangliensis* (V o l o s h. et B o r o v l.), *Trochammina pacifica* C u s h m., *Haplophragmoides* aff. *laminatus* V o l o s h., *Cribroelphidium* ex gr. *subglobosum* V o l o s h., *Ammodiscus macilentus* V o l o s h. и др.

* Моллюски, встречающиеся только в восточных разрезах.

http://jurassic.ru/

Окобыкайский горизонт. *Окобыкайская свита* впервые была выделена в районе в 1956 г. Д. Ф. Русаковым, С. М. Зайцевым, Л. Б. Пуркиным и В. К. Терниковым. Ранее эти отложения совместно с нижележащей сертунайской свитой объединялись под названием рыхлой свиты или выделялись в александровскую свиту.

Контакт свиты с подстилающими образованиями согласный. В нижней части она представлена чередующимися пачками глинистых алевролитов или алевритовых глин, преобладающих в разрезе, и мелкозернистых песчаников. Верхняя часть свиты сложена темно- и светло-серыми, обычно слоистыми, мелкозернистыми, реже среднезернистыми глинисто-алевритовыми песчаниками, заключающими мелкую гальку и валуны метаморфических пород, «геннойши» и карбонатные мелкие и крупные конкреции. Песчаники переслаиваются с серыми и темно-серыми неслоистыми, с обуглившимся растительным детритом и конкрециями, алевролитами и голубовато- и зеленовато-серыми, скорлуповатыми, неслоистыми глинами, со стяжениями пирита, сростками «геннойши», шаровидными и лепешковидными конкрециями, с галькой и крупными валунами.

В свите найдены остатки моллюсков: *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia (Megayoldia) thraciaeformis* (Stor.), *Macoma calcarea* (Chem.), *Thyasira disjuncta* (Gabb), *Liocyma fluctuosa* (Gould.). Из гастропод встречаются редкие *Natica* sp. Здесь же обнаружены фораминиферы: *Bathysiphon* sp., *Hippocrepinella hirudineaeformis* Volosh., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. carinatus* Cushman et Renz., *H.* aff. *renzi* Asano, *H. minutus* Kuznetzova, *H. letiseptatus* E. Laut., *H. impressus* Volosh., *Circus laevigatus* Volosh., *C.* aff. *multicameratus* Volosh. *Cyclammina* aff. *constrictimargo* R. et K. Stewart, *Ammomarginulina plana* Volosh., *A. rugosa* Volosh., *Trochammina* sp., *Blectina* aff. *nipponica* Volosh., *Dorothia* sp., *Bulimina* sp., *Streblus* sp., *Textularia* sp., *Buccella* sp., *Elphidiella* sp., *Cribroelphidium subglobosum* Volosh., *Cassidulina* cf. *umbonata* Volosh. Много присутствует единичных панцирей диатомовых водорослей: *Denticula kamtschatica* Zabel., *Talassionema nitzschioides* var. *obtusa* Gr., *Coscinodiscus oculus — iridus* Ehr., *Melosira sulcata* var. *biseriata* Gr., *M. sulcata* (Ehr.) Rtz., *Pyxilla aculeifor* Gr., *Chaetoceras mitra* (Bail) Cl. Мощность свиты до 1250 *м*.

В более южных районах (реки Орловка, Буюклинка и др.), стратиграфические аналоги окобыкайской свиты выделяются под наименованием курасийской свиты и нижнемаруямской подсвиты.

Курасийская свита имеет согласный контакт с подстилающими и покрывающими отложениями. Сложена она довольно однообразной толщей окремненных темно-серых и коричневато-серых, при выветривании опоковидных, глинистых алевролитов и алевритовых аргиллитов с маломощными прослоями (от 0,2 до 0,4 *м*) мелкозернистых глауконитовых песчаников в основании и кровле свиты. В нижней части свиты можно наблюдать очень тонкую миллиметровую слоистость.

В свите найдены остатки моллюсков *Malletia kurasiensis* L. Krisht. и фораминиферы: *Hippocrepinella* sp., *Ammodiscus macilentus* Volosh., *Haplophragmoides carinatus* Cushman et Renz., *H. renzi Asano*., *H. micrum* V. Kuznetzova, *H. tortuosus* Kuznetzova, *H. minutes* Kuz., *H. indentatus* Volosh., *Circus laevigatus* Volosh., *Recurvoides* sp., *Ammomarginulina plana* Volosh., *Cyclammina excavata* Volosh., *C. constrictimargo* R. E. et K. C. Stewart, *Lagena semistriata* Villiams, *Giroidina* sp., *Cribroelphidium borensis* Volosh., *Nonion* sp., *Cassidulina* ex gr. *smechovi* Volosh.; отмечаются диатомовые водоросли, мшанки, спикулы губок.

http://jurassic.ru/

Выделение в этом районе курасийской свиты следует считать пока условным, так как ни по своим литологическим, ни по палеонтологическим особенностям она не отличается от нижнемаруямской подсвиты Долинского и Макаровского районов.

Нижнемаруямская подсвита выделена И. Н. Кузиной в бассейне р. Орловки. Нижняя ее граница проводится по смене монотонной толщи пород курасийской свиты на ритмичное чередование темно-серых, коричневатых и зеленоватых выбеливающихся песчаных и глинистых алевролитов и алевритовых глин нижнемаруямской подсвиты. Отмечаются стяжения пирита.

В подсвите содержится относительно однообразный комплекс остатков ископаемой фауны, приуроченной обычно к глинистым породам: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia (Megayoldia) thraciaeformis* (Stor.), *Macoma optiva* (Yok.), *M. calcarea* (Chem.), *Thyasira disjuncta* (Gabb) *Neptunea* sp. Из фораминифер отмечаются: *Haplophragmoides impressus* Volosh., *Ammomarginulina plana* Volosh., *Buccella* ex gr. *citronea* Leonenko, *Cribroelphidium vulgare* Volosh., *Cassidulilina* sp., обильные остатки диатомовых водорослей. Мощность подсвиты 575 *м*.

Такойский горизонт состоит из среднемаруямской подсвиты.

Среднемаруямская подсвита выделяется в бассейне р. Орловки. Сложена подсвита серовато-коричневатыми алевролитами, часто глинистыми, с примесью песчаного материала, голубовато-серыми мелкозернистыми песками, плохо отсортированными, с галькой и гравием, и темно-серыми глинами, иногда тонкослоистыми, со скоплением песчаного материала по наслоению. В алевролитах и песках содержатся крупные известковистые конкреции, заключающие остатки моллюсков: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Yoldia chojensis* Sim., *Corbicula* sp., *Patinopecten yessoensis* Yok., *Serripes gröenlandicus* (Brug.), *Clinocardium sachalinensis* Kramoia, *Liocyma fluctuosa* Gould., *Macoma optiva* (Yok.), *Spisula polynyma voji* (Gabb), *Mya arenaria* L., *Turritella* sp., *Natica* sp., *Balanus* sp. Мощность подсвиты 325 *м*.

Лиманская свита (?). В связи с плохой обнаженностью до сих пор нет убедительных данных для выделения этой свиты. Взаимоотношения ее с подстилающими отложениями остались невыясненными. Верхней же границей является подошва верхнемаруямской подсвиты, которая с размывом залегает на лиманской свите.

Литологически свита, ограниченно развитая в районе, представлена толщей андезитов, андезито-базальтов и туфолав щелочного ряда. В верхах толщи породы приобретают желто-бурую окраску и сильно выветрелые. Вскрытая мощность свиты 230 *м*.

Можно предполагать, что вулканогенные аналоги этой свиты имеются и в Макаровском районе (мыс Леонтьева), где они подстилают трансгрессивно залегающую на них верхнемаруямскую подсвиту с фауной *Fortipecten takahashii*.

Помырский горизонт

Верхнемаруямская подсвита (900—1250 *м*) залегает несогласно разными своими горизонтами на разновозрастных подстилающих образованиях: палеозойских, верхнедуйских и лиманских. В составе подсвиты можно выделить три пачки.

Нижняя пачка (от 0 до 350 *м*) представлена серыми алевролитами, то более, то менее глинистыми, содержащими прослои со значительным количеством диатомовых водорослей, которые придают породе опоковидный характер и светлую окраску. Алевролитам подчинены глины и

http://jurassic.ru/

пески. Пески мелко- и разнозернистые, плохо отсортированные с гальками и остатками ископаемой фауны, среди которой определены *Anadara* sp., *Dosinia* sp., *Macoma* sp., *Olivella* sp.

В основании пачки присутствуют среднегалечные конгломераты и гравелиты, гальки которых представлены кварцем и опоками.

Средняя пачка (более 300 *м*) также нередко в основании содержит конгломераты. Преобладают в пачке крупно-, средне- и мелкозернистые неслоистые алевритовые пески с незначительной примесью глинистого материала и многочисленными галькой и гравием кварцево-кремнистого состава. Присутствуют остатки моллюсков: *Anadara (Anadara) trilineata* (Conrad), *Fortipecten takahashii* Yok., *Pecten (Clamys)* sp., *Mactra sachalinensis* (Screnk.), *M. densata* (Conrad), *Cardium ebaranum* Yok., *Cardita* cf. *ventricosa* Gould., *Chione securis* (Schuward), *Pitar* cf. *pacifica* (Dallwin), *Lucina* cf. *borealis* Linne, *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Dosinia* sp., *Mya arenaria* Linne, *Solen* cf. *krusensternii* Schrenk, *Nassa perpingius* Hinds, *Natica clausa* Brod. et Sow., *Concellaria reeviana* Cross., *Olivella pedroana* (Conrad), *Genota ogurana* Yok., *Lora varidula* (Fabr.), *Throphon* sp., *Turritella* sp., а также *Balanus* sp., *Echinarachnius.*

Среди фораминифер преобладают: *Streblus* aff. *beccarii* Linne, *Buccella niigatoensis* (Busesima et Maruchasi), *Elphidiella nitida* Cushman, *E. recens (Stschadrina), Cribroelphidium orbiculare* (Brady), *C.* aff. *micrum* Volosh., *Cribrononion obsurus* (Volosh.), *Haplophragmoides carinatus* Renz. и др.

Верхняя пачка (до 250 *м*) представлена песчано-глинисто-алевритовыми отложениями с большим количеством прослоев лигнитов и торфа. Редко отмечаются гравелиты и галечники. Породы по своему характеру аналогичны описанным выше.

Мощность помырского горизонта в целом увеличивается с востока (Буюклы) на запад (бассейн р. Орловки), а также на север (Оноро-Хандасинский район).

Тымовский район

Тымовский район соответствует крупной структурно-фациальной зоне, территориально совпадающей с Тымовской впадиной. На юге зона ограничена северными отрогами Таулан-Армуданского массива, на севере граница проходит по долине р. Тымь. С востока и запада естественными границами являются выходы на поверхность мезозойского комплекса. Этот район характеризуется почти полным отсутствием нижнемиоценовых осадков в основании разреза и наличием мощной цикличной толщи континентальных и прибрежно-морских отложений среднего, верхнего миоцена и плиоцена.

Разработкой вопросов стратиграфии Тымовского района занимались Е. М. Смехов (Смехов, 1941, 1953), А. А. Капица (1945), Ф. Г. Лаутеншлегер, И. И. Ратновский и др. По современным представлениям, здесь выделяются пять свит (снизу вверх): пиленгская, верхнедуйская, корчевская (сертунайская), окобыкайская и нутовская (рис. 31).

Пиленгская свита прослеживается вдоль восточного борта Тымовской впадины у подножья Набильского хребта, где обнажается по долинам р. Ыркир и некоторым притокам р. Восьи.

Свита представлена светло-серыми кремнистыми аргиллитами, массивными и слоистыми, звонкими хрупкими, которые иногда расслаиваются очень тонкими до 1—2 *см* прослоями мягкой мелкоскольчатой глины. Фаунистические остатки встречаются редко и обычно представлены моллюсками: *Delectopecten watanabei* Yok., *D. pedroanus* Trask., *Cardita homenkovi* Sim., *Nuculana* sp., *Malletia* sp., *Nucula* sp.

http://jurassic.ru/

Возраст пиленгской свиты недостаточно ясен. Ряд исследователей (И. И. Ратновский, И. И. Кузина) параллелизует ее со среднемиоценовой уйнинской свитой, а другие (С. М. Зайцев, Д. Ф. Русаков) считают ее аналогами даехуринской свиты, возраст которой определяется как ранний миоцен.

Мощность пиленгской свиты изменяется в широких пределах — от нескольких десятков метров (р. Арги) до 300—400 *м* по р. Восьи и до 550 *м* в районе горы Чубатой. Изменения мощности свиты в этом районе, по-видимому, определяются в основном различной интенсивностью и продолжительностью размыва, существовавшего после ее отложения.

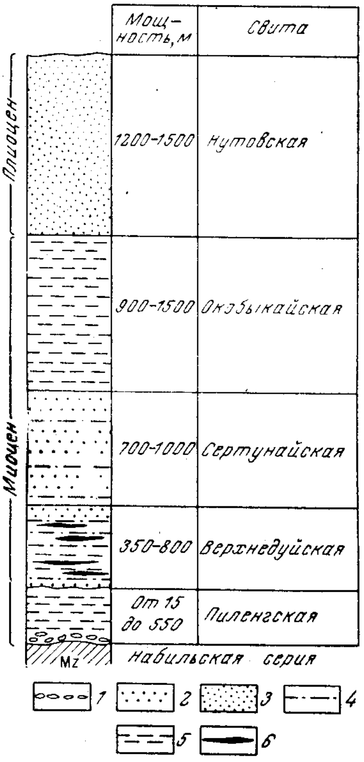


Рис. 31. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Тымовского района

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты и глины; 6 — уголь

Пиленгская свита трансгрессивно с конгломератом в основании залегает на различных горизонтах мезозойских образований, слагающих северное погружение Набильского хребта.

Верхнедуйская свита имеет весьма широкое распространение в пределах района. Выходы верхнедуйской свиты на поверхность известны по восточному и главным образом по западному бортам Тымовской впадины. Наиболее детально разрез верхнедуйской свиты изучен по долине р. Армудана и по ее притокам. Самая нижняя, относительно маломощная часть свиты скрыта на глубине и недоступна для наблюдений. Для нижней видимой части верхнедуйской свиты в разрезе р. Армудана характерно неравномерное переслаивание глин, темно-серых и серых алевролитов и серых мелкозернистых песчаников. Встречаются прослои углистых сланцев и пласты каменного угля мощностью до 1 *м*. Мощность нижней части свиты 200—250 *м*. В средней части свиты преобладают темно-серые алевритовые глины с подчиненными пластами серых разнозернистых песчаников и маломощными прослоями каменного угля (0,1—0,7 *м*). Наконец, в верхней части свиты преобладают песчаники и песчанистые алевролиты, среди которых залегают пачки серых и темно-серых глин и мощные (до 2,5 *м*) пласты каменного угля.

Видимая мощность свиты в районе р. Армудан 600 *м*.

К северу от р. Армудан отложения верхнедуйской свиты выходят на поверхность лишь на отдельных участках близ Тымь-Поронайского взбросо-надвига. На севере района, в бассейне р. Виахту, верхнедуйская свита мощностью 600—800 *м* представлена неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин при явном преобладании последних. В нижней и верхней частях свиты залегают пласты и прослои каменного угля мощностью от 0,1 до 1,2 *м*. Палеонтологические остатки представлены немногочисленными пресноводными и солоноватоводными моллюсками *Corbicula mgatschensis* Sim. и остатками растений. Возраст свиты определяется как средний миоцен. Мощность верхнедуйской свиты по восточному борту Тымовской впадины 350—400 *м*.

http://jurassic.ru/

Верхнедуйская свита обычно трансгрессивно с угловым несогласием залегает на разных горизонтах палеозойских и меловых отложений и трансгрессивно на более древних неогеновых отложениях. Непосредственный контакт свиты наблюдался по р. Арги, в бассейне р. Виахту, в районе Армуданских гряд и в других пунктах.

Сертунайская (корчевская) свита широко распространена по западному борту Тымовской впадины от р. Корчевки на юге до р. Виахту на севере. Сложена свита серыми массивными и плитчатыми песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов, редкими пропластками глин и глинистых алевролитов. В свите преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, обычно с включениями кремнистой гальки и обуглившихся растительных остатков.

Фаунистические остатки встречаются довольно редко, обычно они представлены: *Acila (Truncacila) gottschei* (Bohm.), *Nuculana (Sacella) smekhovi* Laut., *Anadara* cf. *devincta* Conrad, *Glycymeris* cf. *matumoriensis* Namura et Hatai, *Pecten (Chlamys)* sp., *Patinopecten subyessoensis* (Yok.), *Ostrea* ex gr. *ausiensis Ilyina, Pododesmus., Anomya* sp., *Crenella* sp., *Thyasira disjuncta* (Gabb.), *Clinocardium* cf. *corbis* (Gabb), *Paryridea sertundensis* Kogan, *Liocyma* sp., *Tellina clivosa* Böhm., *Macoma calcarea* (Chem.), *Spisula polynyma* Stimps., *Mactra densata* (Conrad), *Mya arenaria* Linne, *Natica* sp., *Crepidula* sp., *Littorina* sp., *Echinarachnius* sp. Возраст свиты позднемиоценовый.

Мощность сертунайской свиты изменяется от 800—1000 *м* в районе р. Адама до 650—700 *м* в долине р. Виахту. С верхнедуйской свитой отложения сертунайской свиты связаны постепенным переходом. На юге района, в бассейне р. Корчевки, наблюдается трансгрессивное налегание свиты на различные горизонты палеозойских отложений.

Окобыкайская свита выполняет центральную часть Тымовской впадины, выходя на поверхность у бортов впадины, а также в сводовых участках Александровской и Ново-Тымовской антиклиналей. Сложена свита неравномерным чередованием темно-серых и серых аргиллитов, глин, глинистых алевролитов с подчиненными прослоями и пачками алевролитов, локализующихся главным образом в верхней части свиты, где имеются также маломощные прослои глинистых песчаников, образующих совместно с алевролитами пласты мощностью до 20 *м*. По восточному борту впадины (реки Восьи, Пиленга) окобыкайская свита сложена преимущественно светло-серыми опоковидными алевритистыми глинами с обилием диатомовых водорослей.

Фаунистические остатки в окобыкайской свите встречаются редко и представлены преимущественно типичными формами окобыкайского горизонта, такими, как *Yoldia traciaeformis* (Storer), *Nuculana majamraphensis* (Khom.), *Thyasira disjuncta* (Gabb.), *Macoma calcarea* (Chem.) и др.

Возраст окобыкайской свиты Тымовской впадины датируется как поздний миоцен.

Мощность окобыкайской свиты от 900 до 1500 *м*, причем наибольшая установлена в юго-западной части района, в бассейнах рек Армудан и Пиленги.

По р. Армудан свита содержит маломощную переходную пачку чередующихся аргиллитов и глинистых песчаников. В других местах контакт указанных свит не наблюдался, однако имеются указания на трансгрессивное залегание окобыкайской свиты на корчевской свите в юго-восточной части района (по рекам Восьи и Пиленге).

Нутовская свита распространена в центральной, наиболее прогнутой части Тымовской впадины, тяготеющей к ее западному борту. Пред-

http://jurassic.ru/

ставлена она мощной толщей песков с редкими прослоями глин, алевритов и лигнитов.

В районе нижнего течения рек Александровки, Ыркир и Ульвы нутовская свита расчленена на несколько толщ (снизу вверх): песчано-алевритовую, толщу мелкозернистых песков, толщу неотсортированных песков. Песчано-алевритовая толща мощностью до 600 *м* в нижней части сложена мелкозернистыми серыми глыбовыми песчаниками, которые выше по разрезу сменяются светло-серыми мелкозернистыми песками и серыми алевритами. Толща мелкозернистых песков характеризуется неравномерным переслаиванием светло-серых песков с редкими маломощными прослоями глин, глинистых алевролитов и известковистых песчаников. Мощность толщи 300—400 *м*. Толща неотсортированных песков мощностью до 500—600 *м* сложена преимущественно мелкозернистыми неотсортированными песками с примесью гравия и мелкой гальки, причем последние образуют прослои и линзы различной мощности — от 0,1 до 1,5 *м*. Встречаются маломощные линзы лигнитов.

Фауна в нутовской свите встречается часто, однако наибольшие ее скопления приурочены к верхней части толщи мелкозернистых песков, известной под названием «мактрового горизонта», прослеживающегося по западному борту Тымовской впадины. Наиболее распространенными формами моллюсков являются: *Mactra (Pseudocardium) densata* Conrad, *M. orthomorpha* Graut et Gabe, *Spisula polynyma* (Stimp.), *Corbicula gabbiana* Hend., *Anadara devincta* (Conrad), *Glycymeris yessoensis* (Sow.), *Pitaria gretschischkini* Slod., *Chione securis* (Sh.), *Mytilus* sp.

Мощность нутовской свиты достигает 1200—1500 *м*, возраст по аналогии с Дагинско-Набильским районом определяется как плиоценовый.

Северо-запад Сахалина

Энгизпальско-Хунмактинский район

Район представляет собой крупную структурно-фациальную зону в центральной части западного побережья Северного Сахалина, характеризующуюся широким распространением континентальных и прибрежно-морских фаций неогена.

Впервые неогеновые отложения района были расчленены Б. Н. Елисеевым (1931 г.), затем схема уточнялась Н. Д. Цитенко (1956 г.), Ф. Г. Лаутеншлегером и многими другими. В настоящее время в неогеновых отложениях в восходящей последовательности выделяются шесть свит: мачигарская, хандасинская, энгизпальская, вагисская, корчевская, тенгинская (рис. 32).

Мачигарская свита выделена Ф. Г. Лаутеншлегером. Выходы ее на дневную поверхность крайне незначительны и известны лишь по р. Ср. Вагис в ядре Энгизпальской антиклинали.

Мачигарская свита сложена желтовато-серыми и серыми мелкозернистыми, неяснослоистыми и плитчатыми песчаниками с включениями гальки осадочных пород и обуглившихся растительных остатков. В основании ее видимой части залегают голубовато-серые с зеленоватым оттенком алевритовые глины, чередующиеся с прослоями крепкого известковистого алевролита. В известковистых разностях песчаников обнаружен обширный комплекс фауны моллюсков, среди которых наиболее часто встречаются: *Papyridea matschigarica* Khom., *Clinocardium asagaiense* Mak., *Mactra tusiunensis* Sim., *Mactra alabaria* Conrad., *Cardita matschigarica* (Khom.), *Nemocardium iwakiense* Mak. На основании этого комплекса фауны возраст свиты определяется как раннемиоценовый.

http://jurassic.ru/

Видимая мощность отложений мачигарской свиты по р. Ср. Вагис 42 *м*.

*Хандасинская свита**. Хандасинская свита выходит на поверхность на восточном крыле Энгизпальской антиклинали и образует серию обширных обнажений на крутых бортах долины р. Ср. Вагис. Впервые свита была выделена Б. Н. Елисеевым под названием нижнеэнгизпальской свиты и впоследствии переименована Н. Д. Цитенко в хандасинскую. Свита сложена темно-серыми, на поверхности выветривания ржаво-бурыми, крепкими окремненными аргиллитами, с подчиненными прослоями глинисто-кремнистых алевролитов. Среди монотонной толщи наблюдаются горизонты караваеподобных окремненных мергельных конкреций диаметром от 0,1 до 0,5 *м*. К верхней части толщи приурочены тонкие прослои мелкозернистых известковистых песчаников, несколько разнообразящих монотонность осадков. Мощность свиты 185 *м*.

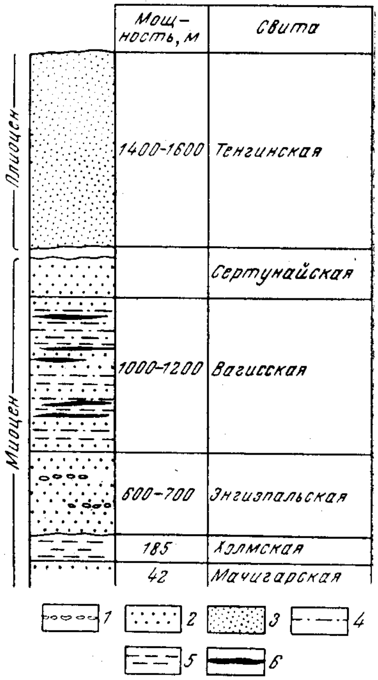


Рис. 32. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Энгизпальско-Хунмактинского района

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты и глины; 6 — уголь

Выше хандасинской свиты залегают эффузивы, выходы которых на поверхность наблюдаются в районе Базальтовых гор на правом и левом берегах р. Ср. Вагис.

Эффузивные образования представляют собой покров, сложенный черными, синевато-черными микрокристаллическими андезито-базальтами. В верхней части покрова андезито-базальты имеют зеленовато-серую окраску и характеризуются крупной шаровой отдельностью и миндалекаменной текстурой.

В одном из левобережных обнажений по р. Ср. Вагис наблюдается дайка вулканических пород, прорывающая аргиллиты и являющаяся, по всей видимости, одним из подводящих каналов. Мощность эффузивной толщи в пределах обнаженных участков 25—40 *м*.

Типичным комплексом моллюсков, остатки которых встречаются в хандасинской свите, являются *Acila gettysburgensis* (Reag.), *Nuculana (Sacella) crasstelloides* Laut., *Malletia poronaica* (Yok.), *Palliolum (Delectopecten) watanabei* Yok., *Thyasira smekhovi* Kogan и др.

Возраст хандасинской свиты в Энгизпальско-Хунмактинском районе устанавливается как раннемиоценовый.

Граница хандасинской свиты с подстилающими отложениями мачигарской резкая и четкая, однако следов размыва нижележащей толщи не установлено.

Энгизпальская свита. Энгизпальская свита впервые выделена Б. И. Елисеевым под названием верхнеэнгизпальской и затем переименована Н. Д. Цитенко в энгизпальскую. Выходы энгизпальской свиты на поверхность имеют незначительное распространение, ограничиваясь центральной частью Энгизпальской горной гряды.

* Для этой свиты в решениях МСК-61 предложено название холмская свита. Это название сохранено и на карте.

http://jurassic.ru/

Свита сложена массивными и плитчатыми, преимущественно мелкозернистыми серыми песчаниками с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов в средней части свиты и маломощными пачками алевролитов в верхней.

Фаунистические остатки встречаются редко и представлены мелководными морскими формами — *Mytilus ochotensis* (много), *Tellina* cf. *oldroydi* Wiedey, *Sanguinolaria* sp., *Mactra* sp., *Macrocallista* sp., *Tapes* sp., *Echinorachnius* sp.

Мощность энгизпальской свиты в разрезе горы Вагис около 600—700 *м*. Базальные слои свиты несогласно, с размывом залегают на хандасинской свите.

Вагисская свита выделена впервые Б. Н. Елисеевым. Отложения вагисской свиты слагают восточное крыло Энгизпальской антиклинали, а также прослеживаются в виде широкой полосы, образуя Восточно-Энгизпальскую холмистую гряду, заканчивающуюся на правобережье р. Б. Теньги.

Свита сложена неравномерно чередующимися мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами, глинами и углями при явном преобладании обломочных пород. В разрезе отмечаются многочисленные прослои каменных и бурых углей и прослои углистых сланцев. Мощность пластов углей от 0,2 до 2,2 *м*.

Вагисская свита охарактеризована немногочисленной флорой, среди которой А. И. Поярковой определены: *Alnus kefersteinii* Unger, *Betula prisca* Ett., *B. brongiartii* Ett., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus Macquarrii* Nord., *Magnolia nordenskioldii* Heer., *Morus sachalinensis* Borsuk, *Myrica sachalinensis* Pojark., *Pterospermites auriculata* Pojark., *Salix varians* Goep., *Sequoia Langsdorfii* Heer., *Trapa., borealis* Heer. и др. В верхних горизонтах свиты встречаются многочисленные ядра пелеципод — *Corbicula mgatschensis* Sim. Большинством исследователей возраст свиты определяется как средний миоцен.

Мощность вагисской свиты около 1000—1200 *м*. На подстилающей энгизпальской свите она залегает согласно с постепенным переходом.

Сертунайская (корчевская) свита. Свита прослеживается далее к северу в пределы Энгизпальского района. В бассейнах рек Акдусы и Хунмакты отложения корчевской свиты представлены песчаниками мелко- и среднезернистыми, плитчатыми и массивными, крепкими, с включениями рассеянного гравия и мелкой гальки. В верхней части свиты найдена немногочисленная фауна, среди которой В. О. Савицким определены *Yoldia (Cnesterium)* cf. *kuluntunensis* Slod., *Macoma* sp., *Clinocardium* sp., *Serripes* sp.

Возраст корчевской свиты ориентировочно определяется как поздний миоцен. Возможно, что она является аналогом верхней части вагисской или нижней части тенгинской свиты.

Тенгинская свита выделена Б. Н. Елисеевым по долине р. Б. Теньги. Широко распространена в районе горной группы Энгизпал, а также к северу и югу от нее. Свита сложена преимущественно светло-серыми и желтовато-светло-серыми мелкозернистыми песками и рыхлыми песчаниками, местами переходящими в средне- и крупнозернистые. Пескам подчинены маломощные прослои серых и светло-серых глин и алевролитов, а также крепких известковистых песчаников. Часто встречаются линзы и прослои гравелитов и галечника. В песках, алевритах и глинах часты углистые включения, обуглившиеся растительные остатки, линзы, прослои и пласты бурых углей и лигнитов.

Фауна в отложениях тенгинской свиты встречается главным образом в ее нижней части. Здесь отмечены: *Serripes grönlandicus* (Chem.),

http://jurassic.ru/

Tellina lutea Gray, *Pitaria* sp., *Mactra (Spisula) polynyma* Stimps., Mactra *(Pseudocardium) densata* (Conrad.), *Buccinum haromaicum* Khom., *Echinorachnius* sp. и др.

Возраст тенгинской свиты ориентировочно определяется как поздний миоцен (?) — плиоцен. Мощность свиты 1400—1600 *м*.

Взаимоотношения тенгинской свиты с подстилающими отложениями вагисской свиты достоверно не установлены.

Лангрыйский район

Лангрыйская структурно-фациальная зона расположена на крайнем северо-западе Сахалина. В структурном отношении ей соответствует крупное поднятие, по С. Н. Алексейчику входящее в состав Западно-Сахалинского антиклинория. Лангрыйский район разделен на две антиклинальные зоны — Музьминскую и Тамлевскую, состоящие в свою очередь из брахиантиклинальных складок. Простирание зон северо-северо-западное. Восточные крылья зон осложнены разрывами сбросо-сдвигового типа с амплитудой 700—2000 *м* и более мелких диагональных нарушений того же типа. Для зон обычны асимметричные брахиформные антиклинальные складки с более крутыми восточными крыльями.

Лангрыйский район характеризуется сравнительно неглубоким залеганием вулканогенных образований палеогенового или позднемелового возраста, преобладанием в составе неогена преимущественно песчаных субконтинентальных угленосных отложений, общим увеличением мощности осадочных отложений в восточном направлении, несогласиями на границах свит и внутриформационными размывами, несовпадением структурных планов между отложениями раннего и среднего миоцена.

К наиболее древним породам района, возможно породам складчатого основания, отнесена позднемеловая вулканогенная толща, вскрытая скважинами на Музьминской и Сладкинской площадях. На этой толще залегает мощная (до 4500 *м*) толща неогеновых отложений, которая последовательно снизу вверх делится на свиты: мачигарскую, нижнелангерийскую, верхнелангерийскую, нанивскую, тамлевскую и рыбновскую.

Пачка туфогенных пород выделена Г. С. Мишаковым в 1964 г. по материалам бурения на Музьминской площади. Пачка сложена чередующимися зелеными хлоритовыми глинами, алевролитами, туффитами, плохо отсортированными песчаниками с рассеянными гравием и галькой, с обуглившимися растительными остатками, указывающими на континентальные условия накопления осадков.

По степени литификации породы близки к вышележащим отложениям мачигарской свиты, имеют сходные с ними условия залегания и могут быть уверенно отнесены к образованиям кайнозойского осадочного цикла. Мощность пачки равна 55—60 *м*. Условно эти отложения относятся к палеогену. Не исключено, что они выполняют неровности рельефа на поверхности вулканогенной толщи. Выше залегают неогеновые отложения (рис. 33).

Мачигарская свита на поверхность не выходит, но буровыми скважинами вскрыта на Музьминской, Сладкинской и Центрально-Тамлевской площадях. В 1964—1967 гг. она изучалась А. П. Ерухом и Г. С. Мишаковым. Свита сложена сравнительно равномерным чередованием темных аргиллитов, алевролитов, серых песчаников, с подчиненными пластами и прослоями гравелитов, конгломератов и редкими маломощными пропластками ископаемого угля.

http://jurassic.ru/

В нижней части свиты обычно залегают пласты конгломератов. Галька в конгломератах различной степени окатанности, состоит главным образом из гранодиоритов, кварцевых диоритов, реже основных и кислых эффузивов. Псефито-псаммитовые породы мачигарской свиты отличаются от подстилающих заметным разнообразием петрографического состава терригенного материала.

Отложения мачигарской свиты в Лангрыйском районе слабо охарактеризованы палеонтологическими остатками. В отдельных прослоях на Сладкинской и Центрально-Тамлевской площадях Л. С. Леоненко и Н. А. Барбасевич обнаружены немногочисленные фораминиферы: *Rhabdammina aspera* Volosh., *Hippocrepinella* sp., *Circus desertus* Volosh., *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *Quinqueloculina* sp., *Cribroelphidium sumitomoi* (Asano et Murata). Все формы, определенные до вида, в значительно больших количествах установлены в вышележащей нижнелангерийской свите, а представители хиппокрепинелл и квинквелокиллин, а также находки единичных *Corbicula gabbiana* ? Hend обычны для мелководных, в том числе и субконтинентальных, отложений. На основании этих данных предпочтительно отнесение свиты к нижним слоям сергеевской серии. Из отпечатков растений определены *Metasequoia disticha* (Heer) Miki и *Taxodium* sp. Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов указывают на ранненеогеновый возраст свиты.

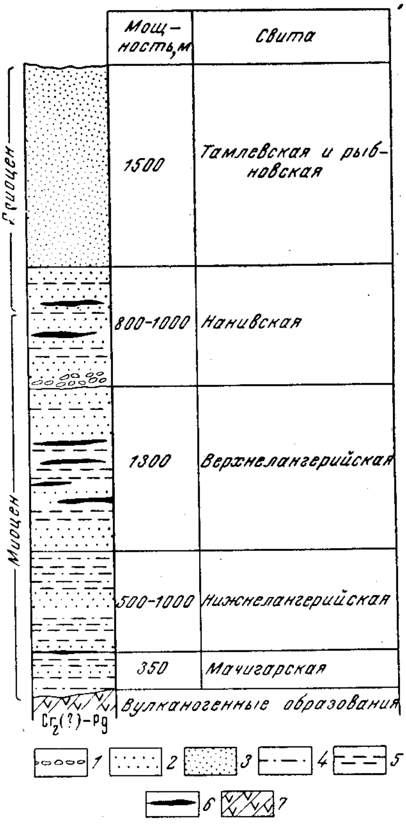


Рис. 33. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Лангрыйского района

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — пески; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты; *6* — уголь; *7* — туфы и туффиты

Наибольшая мощность свиты установлена на Центрально-Тамлевской площади, где она равна 350 *м*. На Музьминской и Сладкинской структурах свита имеет мощность 150—200 *м*, но распространена не повсеместно и, в частности, отсутствует на южном погружении Музьминской и северной периклинали Сладкинской структур.

Как указывалось, мачигарская свита на западе Лангрыйского района залегает на пачке туфогенных пород и музьминской свите, а восточнее на Центрально-Тамлевской площади на кислых и средних эффузивах и их туфах предположительно позднемелового или палеогенового возраста.

Нижнелангерийская свита. В западной полосе Лангрыйского района мачигарская свита трансгрессивно перекрывается кремнистыми аргиллитами нижнелангерийской свиты с обильными остатками фораминифер и моллюсков, обитавших в условиях относительно глубокого моря. При детальном сопоставлении разрезов установлено, что нижнелангерийская свита залегает на различных слоях мачигарской свиты, а в отдельных местах и непосредственно на более древней вулканогенной толще. Однако примерно в 6—8 *км* восточнее на Центрально-Там-

http://jurassic.ru/

леевской площади переход между мачигарской и нижнелангерийской свитами постепенный.

Нижнелангерийская свита выделена О. И. Буниным, Ф. Г. Лаутеншлегером и Е. М. Смеховым (1948 г.) по материалам разведочного бурения на Лангрыйской площади. Свита вскрыта лишь скважинами на ряде площадей зоны и обнажается в сводах Музьминской и Сладкинской структур. Нижнелангерийская свита сложена алевролитами, глинами, аргиллитами, обычно кремнистыми с маломощными прослоями и пластами песчаников.

Большую часть свиты слагают кремнистые аргиллиты, серые и темно-серые до черных, выбеливающиеся в условиях неглубокого залегания, алевритистые и отсортированные, обычно неяснослоистые, содержащие мелкий рассеянный детрит, остатки моллюсков и фораминифер. В верхней половине свиты довольно часто присутствуют «геннойши». Нижнюю часть свиты в пределах Центрально-Тамлевской площади слагает пачка аргиллитов и алевролитов с частыми тонкими прослоями серых разнозернистых, преимущественно мелкозернистых полимиктовых и изредка туфогенных песчаников мощностью не менее 200 *м*. Отложения подобного типа отсутствуют также в составе нижнелангерийской свиты и в пределах Музьминской и Сладкинской структур. В верхней части свиты выделяется пачка алевритовых глин с подчиненными прослоями и пропластками песков и мелкозернистых песчаников, иногда с рассеянной галькой. Глины верхней пачки отличаются мелководным характером отложений и почти полным исчезновением остатков фауны моллюсков и фораминифер. Мощность пачки 50—100 *м*.

В породах нижнелангерийской свиты собран разнообразный комплекс остатков моллюсков и фораминифер. Наиболее типичными представителями из моллюсков являются: *Nuculana (Sacella) pennula* (Y o k.), *Yoldia longissima* S l o d., *Y. multidentata* K h o m., *Malletia inermis* (Y o k.), *Delectopecten pedroanus* (T r a s k), *D.* cf. *watanabei* (Y o k.), *Crenella* sp., *Cuspidaria (Cardiomya)* sp., *Venecardia* cf. *pilvoensis* (K h o m.), *Clinocardium* sp., *Scaphander* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp., *Cadulis* sp. и др.

Комплекс фораминифер состоит из представителей: *Rhabdammina* cf. *aspera* V o l o s h., *Bathysiphon* sp., *Reophax* cf. *tappuensis* (A s a n o), *Ammodiscus minimus* V. K u z n e t z o v a, *Haplophragmoides laminatus* V o l o s h., *H. pulchellus* V o l o s h., *H. subimpressus* V o l o s h., *Circus desertus* V o l o s h., *Ammomarginulina matschigarica* V o l o s h., *Quinqueloculina imperialis* (H a n n a), *Nonion sachalinicus* V. K u z n e t z o v a, *Melonis tumiensis* V. K u z n e t z o v a, *Cribroelphidium sumitomoi* (A s a n o), *Cassidulina curvicamerata* V o l o s h. и др.

Большинство из этих видов характерны для комплексов отложений тумской свиты п-ова Шмидта, даехуриинской и частично уйнинской свит Дагинского района. Мощность свиты изменяется от 500 до 1000 *м*.

Взаимоотношения нижнелангерийской свиты с вышележащей верхнелангерийской изучены недостаточно.

Верхнелангерийская свита выделена А. В. Щербаковым в 1934 г. Она частично или полностью обнажается в сводах большинства структур Лангрыйской зоны и, кроме того, вскрыта скважинами на ее южном погружении (Восточно-Чингайская и Березовская площади). Нижняя часть свиты является продуктивно нефтегазоносной толщей.

С. Н. Алексейчиком и Б. С. Никоновым в 1952 г. свита разделена на три подсвиты. Нижнюю подсвиту слагают чередующиеся пласты обычно мелкозернистых, иногда среднезернистых серых кварц-полевошпатовых песчаников и песков редко крупнозернистых и гравелитистых с пластами серых алевролитов и темно-серых глин с рассеянным обуг-

http://jurassic.ru/

лившимся детритом. Характерным признаком подсвиты считается отсутствие пластов угля. Мощность ее примерно 250 *м*.

Средняя подсвита состоит из более частого чередования песчаных и глинистых пород, заключает значительное количество прослоев и пластов бурого угля мощностью от нескольких сантиметров до 8 *м*, обычно 1—2 *м*. Средняя подсвита охарактеризована единичными находками остатков фораминифер: *Hypperammina* sp., *Ammodiscus* cf. *tenuis* Brady, *Haplophragmoides* sp., *Lagena* ? sp., *Trochammina* sp., *Millammina* sp.

Найденные остатки растений определены Т. Н. Байковской как *Phragmites alascana* Heer, *Nelumbo* sp., *Alnus* sp. cf. *A. schmidti* Borsuk, *Corylus kensiana* Hollick, *Castanea* sp., *Quercus* cf. *etymordys* Ung., *Acer* sp., *Alangium acqualifolium* (Goepp.) Krysht.

Мощность подсвиты 550 *м*.

Верхняя подсвита сложена пластами серых и светло-серых песков, главным образом мелкозернистых глинисто-алевритовых, кварц-полевошпатовых, залегающих в виде прослоев и пачек мощностью до 80—100 *м*. Имеются прослои разнозернистых косослоистых песков. Песчаным породам подчинены прослои темно-серых алевритовых глин, серых глинистых алевритов и бурого угля мощностью до 1—2 *м*. Мощность подсвиты примерно 550 *м*.

А. И. Поярковой (1936) определены из верхней подсвиты отпечатки растений: *Alnus kerferstenii* Ung., *Corylus macquarrii* (Forb.), *Magnolia nordenskioldii* Heer, *Pterospermites spectabilis* Heer.

Общая мощность свиты в стратотипическом разрезе 1550 *м*.

На основании положения в разрезе, находок микрофауны и флоры возраст свиты определен как среднемиоценовый. Верхнелангерийская свита сопоставляется с дагинской и, по-видимому, частично с уйнинской свитой Дагинско-Катанглинского района. Имеются предположения (Алексейчик и др., 1954) о том, что нижняя подсвита соответствует полностью уйнинской свите, представленной в районе в песчаных фациях. И. И. Ратновский (1963 г.) считает верхнелангерийскую свиту аналогом верхнедуйской свиты.

Нанивская свита * выделена А. В. Щербаковым в 1934 г. в процессе геологической съемки в Лангрыйском районе. Первоначально предполагалось, что свита лишь частично обнажается в сводах и реже полностью на крыльях антиклинальных складок. Однако в результате буровых работ установлено, что своды основных структур района сложены более древними образованиями верхнелангерийской и даже нижнелангерийской свит (площади Музьминская, Сладкинская).

Нанивская свита сложена главным образом светло-серыми (белесыми), иногда светло-желтыми, мелкозернистыми, алевритовыми и разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песками с примесью гравия и гальки, нередко косослоистыми. Подчиненное положение в разрезе занимают пласты и прослои светло-серых, зеленовато-серых, желтовато-серых глин, алевролитов, бурых углей и лигнитов. В нижней части свиты преобладают разнозернистые пески, а в основании свиты отмечен пласт конгломерата мощностью до 30 *м*.

В алевритах и песчаниках нижней части свиты В. К. Гороховым в 1961 г. собраны остатки моллюсков: *Acila* sp., *Nuculana (Nuculana) pernula* (Müll.), *N. majamraphensis* Khom., *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Y. thraciaeformis* (Storer), *Y.* sp., *Corbicula* sp., *Cardium* sp., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Gomphina (Liocyma)*

* На карте нанивская свита и вышележащие отложения показаны обобщенно как окобыкайская — нутовская свиты.

http://jurassic.ru/

fluctuosa (Gould.), *Tellina lutea* Gray, *Macoma calcarea* (Chem.) *Turritella* sp., *Natica* sp.

Сходный по составу комплекс фауны собран в 1968 г. Г. С. Мишаковым и В. Г. Рубаном в нижнеокобыкайской подсвите, вскрытой параметрической скв. 1 на площади Узловой в интервале 1700—2000 *м*. Он представлен: *Acila* sp., *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *N. tatarica* (Kogan), *Yoldia (Cnesterium) nabiliana* Sim., *Y. (Cnesterium)* sp., *Serripes*? sp., *Gomphina (Liocyma), fluctuosa* (Gould.), *Macoma calcarea* (Chem.), *Cryptomya* cf. *californica* (Conrad), *Natica* sp. Мощность нанивской свиты 800—1000 *м*.

Большинством исследователей до 1959 г. нанивская свита относилась к верхнемиоценовым образованиям — аналогам окобыкайской свиты северо-восточного побережья Сахалина. После проведения стратиграфических исследований в 1957—1959 гг. И. И. Ратновским было высказано предположение о плиоценовом возрасте нанивской свиты и соответствии ее аналогам помырской свиты. Однако после того, как в северо-восточном районе были установлены значительные изменения фациального состава окобыкайской свиты и замещение большей ее части в западном и юго-западном направлениях отложениями, аналогичными нанивской свите, Г. С. Мишаковым в 1964 г. было предложено вернуться к первоначальным представлениям о возрастном положении верхних свит Лангрыского района. Таким образом, в настоящее время возраст нанивской свиты правильнее рассматривать как позднемиоценовый.

Взаимоотношения нанивской свиты с подстилающими отложениями предположительно стратиграфически несогласные.

Тамлевская и *рыбновская свиты* слагают верхнюю часть неогеновых отложений в местах погружения Лангрыйской зоны. Предположительно считается, что тамлевской и рыбновской свитам соответствует толща мощностью до 1500 *м*, сложенная светло-серыми и желтовато-серыми песками, главным образом средне- и крупнозернистыми, плохо отсортированными, реже мелкозернистыми. Среди них отмечается большое количество серий и пачек косослоистых песков с примесью гравийного материала. Косая слоистость в песках потокового типа ориентирована в северо-восточном и восточном направлениях. Резко подчиненное значение имеют маломощные пласты и прослои галечников, глин, алевритов, бурых углей и лигнитов. Эти отложения относятся к эпидотовой и условно к роговообманково-эпидотовой минералогической толще.

По представлениям С. Н. Алексейчика и др. (Алексейчик, 1954), рассматриваемая толща является аналогом нутовской и частично окобыкайской свит. По данным И. И. Ратновского (1963 г.), она входит в состав помырской серии.

Восточный Сахалин

Восточно-Сахалинские горы

Неогеновые отложения на восточном склоне Восточно-Сахалинских гор слагают небольшие по площади изолированные участки в прибрежной полосе Охотского моря между Лунским заливом и п-вом Терпения. По литологическим особенностям и отчасти по фауне они отличаются от одновозрастных отложений других районов Сахалина. Так, например, накопление угленосной толщи здесь имело место в раннем миоцене, в то время как в других частях Сахалина угленосные отложения формировались главным образом в среднем миоцене. То же самое от-

http://jurassic.ru/

носится и к вулканизму, который на рассматриваемой территории проявился в позднем миоцене — раннем плиоцене и имел преимущественно средний состав, что как по времени проявления, так и по составу продуктов вулканизма является необычным для других районов острова.

Первые упоминания о третичных отложениях восточного склона Восточно-Сахалинских гор связаны с именами И. А. Лопатина (1870), Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого (Тихонович и Полевой, 1915). Несколько подробнее они освещены в работах К. Учида (1925), К. Уэмура (1928), К. Ватанабе (1929, 1930), И. А. Блинникова и В. И. Бондаренко по материалам Ю. Найто, И. Мацида и др. Однако более детально эти отложения изучались в 1933 и 1934 гг. И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1937, 1956).

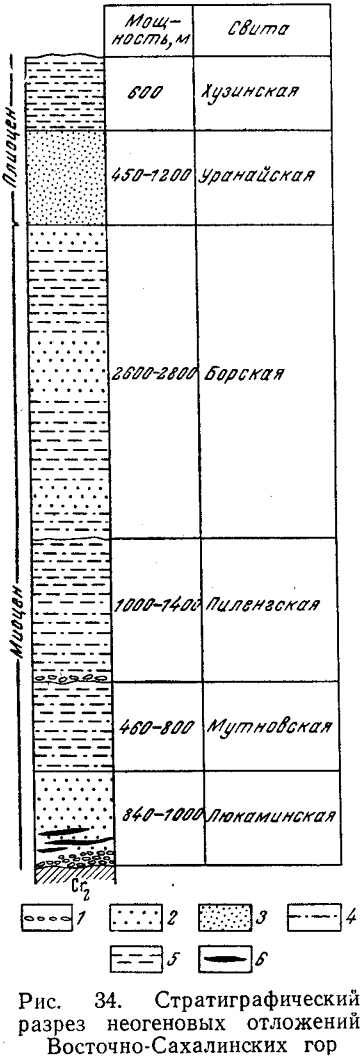


Рис. 34. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Восточно-Сахалинских гор

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — уголь

В 1935—1936 гг. неогеновые отложения к югу от р. Богатой изучались Я. Саса и С. Нисида (1937). Разработанная ими схема стратиграфии этого района близка к схеме И. Б. Плешакова.

В 1941—1960 гг. изучением неогеновых отложений занимались А. А. Симонова (Симонова, 1941), Ф. Г. Лаутеншлегер, Д. В. Кожевин, В. В. Тумаков, С. С. Размыслова, К. Ф. Рахманов, С. М. Зайцев, С. С. Дарбинян, В. А. Махинин, Б. К. Остистый и др. С. С. Размысловой, К. Ф. Рахмановым и С. М. Зайцевым в это время была доказана тождественность люкаминской и ратмановской свит и терешкинских слоев И. Б. Плешакова, которые объединены в одну свиту.

В 1959 г. Л. С. Жидкова, И. Н. Кузина и И. И. Ратновский (1961) на основании изучения органических остатков подтвердили правильность отнесения всех распространенных здесь отложений к неогену. В 1960—1963 гг. В. П. Клюев, Ю. М. Ковтунович и В. О. Савицкий совместно с В. Е. Горетым, Д. Ф. Семеновым и В. Т. Шейко внесли уточнения в стратиграфию неогена и проследили распространение отдельных подразделений в пространстве.

В настоящее время неогеновые отложения восточного склона Восточно-Сахалинских гор расчленяются на следующие свиты: люкаминскую, мутновскую, пиленгскую, борскую, лиманскую, уранайскую и хузинскую (рис. 34).

Люкаминская свита (по р. Люкаме, левому притоку р. Пиленги) распространена преимущественно между реками Богатой и Венгери. Она местами окаймляет выходы неогеновых отложений, а иногда слагает небольшие по размерам наложенные мульды среди донеогеновых отложений. Название для свиты было предложено И. Б. Плешаковым (1937 г.), который рассматривал эти образования в качестве базальных конгломератов палеогена. С. С. Размыслова, К. Ф. Рахманов и

http://jurassic.ru/

С. М. Зайцев сопоставляли эти отложения с каменской (конгломератной) и нижнедуйской свитами Западного Сахалина.

Люкаминская свита резко несогласно залегает на различных горизонтах мезозоя. Она сложена пресноводно-континентальными песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами и аргиллитами с характерной косой или тонкой ленточной слоистостью, с обильными растительными остатками, линзами и пластами угля. В основании свиты обычно залегает пачка конгломератов и гравелитов, с маломощными прослоями (до 0,5 *м*) песчаников, алевролитов, аргиллитов и каменных углей. В южном и западном направлениях размер обломочного материала в породах заметно увеличивается. Окатанность материала становится все более грубой и появляются седиментационные брекчии, иногда полностью замещающие конгломераты (р. Богатая). Содержание алевролитов и аргиллитов сокращается. Мощность пачки обычно не превышает 20—50 *м* и только местами увеличивается до 150—200 *м* (реки Богатая и М. Хузи) и даже 500—600 *м* (р. Лангери).

Наиболее полный разрез люкаминской свиты изучен К. Ф. Рахмановым и С. М. Зайцевым по р. Двойной, где на верхнемеловых образованиях с угловым несогласием залегают снизу вверх:

1. Конгломераты мелкогалечные с прослоями песчаников	50 *м*
2. Задерновано	60 „
3. Аргиллиты однородные, серые, скорлуповатые	35 „
4. Задерновано	55 „
5. Тонкое переслаивание (прослои до 0,1 *м*) мелко-зернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов	40 „
6. Песчаники мелко- и тонкозернистые, переполненные растительным детритом, косо- или горизонтальнослоистые с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов, иногда образующими пачки (до 45 *м*) тонкого переслаивания. В песчаниках найдены остатки пресноводных моллюсков	180 „
7. Аргиллиты светло-серые, однородные, скорлуповатые с редкими известковистыми (вероятно, сидеритовыми) конкрециями	25 „
8. Скрыто	60 „
9. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, тонкоплитчатые, косо- или ленточнослоистые, местами известковистые с остатками растений и пресноводных моллюсков. Присутствуют редкие прослои аргиллитов и пропласток (0,05 *м*) бурого угля	255 „
10. Аргиллиты серые, однородные, скорлуповатые	20 „
11. Песчаники серые, слабо уплотненные с растительным детритом и пресноводными моллюсками, в верхней части с прослоями аргиллитов и каменного угля (до 0,1 *м*)	42 „
12. Алевролиты скорлуповатые с остатками мелких пелеципод	16 „

Выше с размывом залегают конгломераты (0,2 *м*) и кремнистые аргиллиты пиленгской свиты. Общая мощность свиты по р. Двойной около 840 *м*; максимальная мощность в районе около 1000 *м*.

Конгломераты и гравелиты характеризуются неравномерной окатанностью обломков и небольшим их размером (обычно до 0,1 *м*, иногда до 1 *м*). Последние состоят из алевролитов и песчаников, реже яшм, известняков, эффузивных и интрузивных пород: габбро и диоритов. Иногда обломки становятся окатанными, угловатыми и конгломераты переходят в седиментационные брекчии. Песчаники свиты, как правило, мелкозернистые, полимиктовые, серые и желтовато-серые, тонкослоистые. Цемент их глинисто-гидрослюдистый, базальный, поровый, реже типа соприкосновения. Для аргиллитов и алевролитов свиты характерны серые, иногда голубоватые тона, тонкая, чаще ленточная слоистость и обильные включения растительных остатков и линзочек угля.

Тяжелая фракция из пород свиты характеризуется присутствием эпидота (35%), циркона (2—4%) и граната (до 2,6%). В тяжелой фракции песчаника из основания свиты обнаружены золото, лейкоксен (10%), циркон (30%) и гранат (11%).

http://jurassic.ru/

В песчаниках в ряде мест обнаружены многочисленные *Unio* cf. *clinopisthus* White, *Viviparus* cf. *urguensis* Yok., *Poludina* sp. По р. Богатой в основании свиты найдены: *Ulmus* cf. *carpinoides* Goepp., *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Unger), *Glyptostrobus europaeus* (Brongn) Unger, *Metaseguoia disticha* (Heer) Mikl, *Carpinus grandis* Unger, *Castanea* cf. *longifolia* Bors., *Quercus groenlandica* Heer, *Q. pseudocastanea* Goepp., *Q. drymeja* Unger, *Ostrya* cf. *viriginica* Willd., *Corylus* ? *Mac Quarri* Forb., *Vitis* ? *olrekii* Heer., *Alnus* sp., *Salix* sp., *Magnolia* sp. и др. Возраст свиты условно определяется как раннемиоценовый.

Мутновская свита (по р. Мутной) выделена в 1933 г. И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1937), относившим ее к палеогену. Свита распространена в бассейнах рек Мутной, Керосинной, Уазы и в верховьях Б. и М. Хузи. Южнее р. Хой она выклинивается, севернее же р. Венгери пока не отделяется от покрывающей ее пиленгской свиты и рассматривается совместно с последней. Контакт мутновской и подстилающей люкаминской свит согласный. Лишь на отдельных участках (реки М. Хузи, Кузнецовка) сначала И. Б. Плешаковым, а затем Ф. Г. Лаутеншлегером, К. Ф. Рахмановым и С. М. Зайцевым в основании свиты обнаружены конгломераты, возможно указывающие на местные размывы ранее накопившихся толщ.

Свита сложена кремнистыми алевролитами и аргиллитами темно-серого и почти черного цвета с коричневатым оттенком. В породах свиты содержатся рассеянные гальки и гравий мезозойских пород и мелкие сферические стяжения аутигенного пирита. Местами в них присутствуют известковые и кремнистые конкреции шарообразной или эллипсоидальной формы размером до 1—1,5 *м* в поперечнике. Иногда среди монотонной толщи алевролитов и аргиллитов имеются пласты до 5—10 *м* среднезернистых песчаников (бассейн р. Пион и др.) и светлоокрашенных опоковидных аргиллитов.

По р. М. Хузи (данные В. Т. Линявского и В. Н. Дацука) на мягких аргиллитах с растительными остатками люкаминской свиты согласно залегают (снизу вверх):

1. Аргиллиты темно-серые, плотные, скорлуповатые, ожелезненные, при выветривании дают тонкую удлиненную щебенку	55 *м*
2. Задерновано	20 „
3. Аргиллиты темно-серые до черных, тонкоплитчатые, плотные с раковистым изломом и тонкими прослойками глин серых тонкослоистых . . .	120 „
4. Задерновано	104 „
5. Аргиллиты темно-серые, у поверхности бурые, неслоистые, крепкие, скорлуповатые, мелкощебенчатые, с большим количеством кремнистых конкреций округлой и эллипсоидальной формы диаметром до 0,5 *м* . .	161 „

Общая мощность свиты по р. М. Хузи 460 *м*. К югу мощность резко сокращается, а южнее р. Хой свита полностью выклинивается, в то время как на реках Мутной, Керосинной и Пион мощность ее достигает 700—800 *м*.

Кремнистые алевролиты и аргиллиты мутновской свиты состоят из обломков кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, реже глауконита и слюд алевритовой или псаммитовой размерности, погруженных в кремнисто-глинистую массу. Разновидности, содержащие небольшое количество (до 5—10%) обломочного материала, при выветривании отбеливаются и превращаются в легкие опоковидные породы, весьма напоминающие породы пиленгской свиты. Песчаники свиты полимиктовые, хорошо отсортированные, состоят из окатанных или полуокатанных обломков полевых шпатов (30—40%), кварца (20—30%), реже аргиллитов, яшм и эффузивных пород, с растительными остатками и глауконитом. Цемент глинисто-гидрослюдистый порового типа.

http://jurassic.ru/

В мутновской свите найдены: *Acila* cf. *pugetensis* (Clark), *Nucula* cf. *crassatelloides* Laut., *N.* cf. *waschingtonensis* Weaver, *N. (Sacella)* cf. *pennula* Yok., *Yoldia kovatschensis* Slod., *Y. longissima* Slod., *Y.* cf. *nichvensis* Slod., *Y. nitida* Slod., *Y.* cf. *caudata* Khom. var. *nampijensis* Kus. et Popova, *Y. chehalisensis* (Clark), *Y.* cf. *packardi* (Clark), *Malletia shongiensis* Laut., *Lima (Limatula) pilvoensis* Laut., *Delectopecten watanabei* (Yok.), *Venericardia khomenkovi* Laut., *V. pilvoensis* Laut., *Cardita* cf. *lanitschensis* L. Krisht., *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* (Conrad), *Thyasira smekhovi* Kogan, *Th.* ex gr. *bisecta* Conrad, *Clinocardium (Cerastoderma) salvationemense* Laut., *Nemocardium* cf. *lorensanum* (Arnold), *Laternula* cf. *korniana* L. Krisht., *Cuspidaria (Cardiomya)* cf. *tigilensis* Slod., *C. (Cardiomya) kovatschensis* L. Krisht., *Scaphander alaskensis* Clark var. *sachalinensis* Laut. и др., а также фораминиферы: *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *Circus* cf. *multicameratus* Volosh., *Cyclammina* cf. *complanata* Volosh., *C. khomencovi* Volosh., *Quingueloculina* cf. *imperialis* (Hanne), *Guttulina irregularis* Orb., *Fissurina marginata (Williamson), Pullenia* cf. *salisburys Stewart, P. miltilobata* Char., *Bulimina vulgaris* Volosh. et Borsuk, *Fattellina* cf. *corrugata* Orb., *Cassidulina matschigarica* Volosh.

Возраст мутновской свиты условно определяется как раннемиоценовый.

Пиленгская свита выделена И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1937) по р. Пиленге. Ранее она называлась свитой кремнистых сланцев (по К. Уэмура) или свитой Нампи (по К. Ватанабе). Я. Саса называл ее свитой Асасе.

Пиленгская свита выходит на поверхность в бассейнах рек Нампи, Мутной, Шатуна, Пиленги и М. Хузи, а также сохранилась в виде многочисленных изолированных мульд в южной части территории. С подстилающей мутновской свитой она связана постепенным переходом, но на юге несогласно залегает либо на люкаминской свите (реки Пиленга, Богатая), либо на различных горизонтах верхнего мела (правые притоки р. Пиленги, бассейн р. Рукутамы, реки Язычница, Богатая и др.). В этих случаях в основании ее присутствует пачка грубозернистых пород, представленная в самой южной части конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с остатками крупных пектенов, в более северных районах — глауконитовыми песчаниками. Мощность пачки варьирует от 0,3—0,5 *м* на севере до 10—20 и даже 200 *м* на юге (реки Березовка, Язычница).

Пиленгская свита сложена светлоокрашенными алевролитами и аргиллитами, обычно чередующимися через каждые 0,1—0,2 *м* с тонкими (до 0,05 *м*) прослоями алевролитов и аргиллитов более темного цвета, редкими пластами диатомитов и крупными (до 2—3 *м* в диаметре) мергелистыми конкрециями шарообразной формы, с остатками тонкостворчатых морских моллюсков. В основании свиты нередко залегают конгломераты, гравелиты и песчаники. Песчаники, кроме того, встречаются в верхней части свиты южнее устья р. Мелкой и в бассейне р. Рукутамы. Максимальная мощность свиты в описываемом районе около 1000—1400 *м*. В южном и восточном направлениях мощность свиты за счет размыва сокращается. Вышележащая борская свита залегает на пиленгской с размывом.

Кремнистые алевролиты и аргиллиты пиленгской свиты светло-серые и белые, в свежем изломе иногда коричневато-серые, легкие, плотные, хрупкие с раковистым изломом и стеклянным блеском, с поверхности ожелезненные, сильно трещиноватые, в выветрелом состоянии

http://jurassic.ru/

опоковидные. Состоят они из угловатых и слабо окатанных обломков кварца, полевых шпатов, биотита и хлорита алевропсаммитовой размерности, погруженных в тонкодисперсную основную массу, сложенную аморфным кремнеземом (опалом) с небольшой примесью глинистого вещества. В рассеянном состоянии в них присутствуют зерна глауконита и аутигенного пирита сферической формы, а иногда — остатки спикул губок, диатомей и радиолярий.

Конгломераты и гравелиты зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, от плотных до слабо уплотненных. Обломочный материал главным образом местный, довольно плохо отсортирован и окатан. Так, конгломераты р. Язычницы, залегающие несогласно на ярко-зеленых кремнистых алевролитах и аргиллитах богатинской свиты (верхний мел), почти нацело сложены гальками и гравием подстилающих пород. Цемент конгломератов песчано-глинистый, иногда известковистый. В этих породах на реках Язычнице и Березовке кроме остатков криноидей и баланусов найдены: *Pecten (Chlamys) iwakianus* Yok., *P. (Chlamys) branneri* Arnold, *Papyridea* cf. *matschigarica* Khom., *Mactra (Spisula)* aff. *ramobensis* Packard, *M. (Pseudocardium ?)* cf. *matschigarica* L. Krisht., *M. assymetrica* L. Krisht., *Laevicardium (Cerastoderma)* cf. *esutoruensis* L. Krisht., *L. (Cerastoderma)* aff. *asagaiensis* Mak. и др.

В кремнистых алевролитах и аргиллитах пиленгской свиты и особенно в мергелистых конкрециях найдены остатки: *Nuculana crassatelloides* Slod., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *N. confusa* (Hanbey), *Yoldia caudata* Khom., *Y. longissima* Slod., *Y. djakovi* Slod., *Y. sagitaria* Yok., *Y. nampiensis* Kus. et Popova, *Y. tigilensis* Slod., *Malletia schongiensis* Laut., *M.* cf. *inermis* Yok., *M. onorensis* Laut., *Delectopecten pedroanus* (Trask.), *D. peckhami* Wabb., *D. watanabei* (Yok.), *Laternula* cf. *besshoensis* Yok., *Cardita khomencovi* Sim., *C.* ex gr. *matschigarica* Khom., *Phacoides acutilineata* Conrad., *Thyasira disjuncta* var. *ochotica* L. Krisht., *Th.* cf. *smekhovi* Kogan., *Th. dusjuncta* var. *nipponica* Yabe et Nomevea, *Th. bisectoides* Kuroda, *Macoma simizuensis* L. Krisht., *M. secta* (Conrad), *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Neptunea lirata* Mart., *Natica clausa* Brod., *Buccinum sachalinensis* Yok. и др.

В породах свиты также найдены фораминиферы: *Haplophragmoides* cf. *tortuosus* Kuznetzova, *H. periferosulcatus* Volosh., *H. handasaensis* E. Laret, *Ciclammina* sp. и диатомовые водоросли: *Coscinodiscus* sp., *Melosira distans* (Ehrenb.), *M. distans* var. *lirata* (Ehrenb.) Bethge, *Pyxidicula weiprachtii* Grun.

Возраст свиты определяется как ранне-среднемиоценовый.

Борская свита среди неогеновых отложений пользуется наибольшим распространением в районе. Она обнажается в устье р. Лангери и несколько севернее, слагает полосу (до 8—10 *км*) вдоль контакта с мезозойскими образованиями от р. Пурш-Пурш почти до Лунского залива и от р. М. Хузи до истоков р. Богатой. Она широко развита в бассейне р. Чамгу, на морском побережье севернее устья р. Герань, в устьях рек Березовки, Хой и в других местах.

Название свита получила по р. Бора (Плешаков, 1937). Ранее она описывалась К. Уэмура как свита песчаных сланцеватых глин, а Я. Саса — как свита Мирукунаи. О. В. Семеновичем и Т. П. Королевой борская свита рассматривалась в качестве дагинской и окобыкайской свит объединенных (по аналогии с северными районами), а В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем — как сертунайская и окобыкайская свиты (для южных районов).

http://jurassic.ru/

Борская свита с размывом залегает на пиленгской свите или несогласно на верхнемеловых отложениях (истоки р. Богатой). За ее основание принимается пачка гравелитов, конгломератов и песчаников мощностью 1—2 *м*, реже более, и только в бассейне р. Чамгу, по данным В. О. Савицкого, достигающая 0—70 *м* (рис. 35).

Свита состоит из неравномерного чередования слабо уплотненных глинистых песчаников с глинистыми и песчанистыми алевролитами и аргиллитами, с крупными (до 2—3 *м*) конкрециями мергеля и известковистых песчаников шарообразной или эллипсоидальной формы, обычно переполненных остатками моллюсков, а также с пластами и линзами (до 1—1,5 *м*) гравелитов и туфов среднего и кислого состава. Харак-

Рис. 35. Обнажение пепловых туфов борской свиты у устья р. М. Хузи. Фото Ю. М. Ковтуновича

терным является почти повсеместное присутствие в них галек и гравия кремнистых и эффузивных пород, в меньшей мере беспорядочно рассеянного растительного детрита и псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу («геннойши»). Мощность свиты в районе достигает 2600—2800 *м*.

Алевролиты и аргиллиты борской свиты серые и буровато-серые, обычно слабо уплотненные, с рассеянными гравием и гальками, неслоистые, с поверхности ожелезненные. Нередко содержат примесь пирокластического материала. Состоят они из различного количества обломков (от 10 до 60—70% объема пород) эффузивных пород среднего и кислого состава, кварцитов, яшм, аргиллитов, биотита, глауконита и хлорита, погруженных в глинисто-гидрослюдистый цемент со значительным количеством аморфного кремнезема.

Песчаники свиты обычно мелко- и среднезернистые, серые и желтовато-серые, слабо уплотненные, плохо отсортированные, иногда тонкослоистые, с многочисленными хорошо окатанными гальками и гравием яшм, кварца и эффузивных пород. Изредка присутствуют плотные песчаники с карбонатным цементом. Состоят песчаники из угловатых и полуугловатых обломков полевых шпатов (40—50%), кварца (до 15%) и единичных зерен биотита, мусковита, эпидота, глауконита, пироксенов и амфиболов. Структура пород алевропсаммитовая, текстура — беспорядочная, цемент (до 40—50% объема породы) глинистый, базальный, поровый или типа соприкосновения Туфы борской

http://jurassic.ru/

свиты желтовато-белые и светло-серые, однородные, слабо уплотненные, реже плотные с раковистым изломом, опоковидные. Состоят они почти нацело (около 90%) из серповидных и рогульчатых обломков бесцветного, реже буроватого вулканического стекла кислого состава размером 0,01—0,3 *мм* и незначительного количества остроугольных обломков кислого плагиоклаза. Цементом служат вулканическое стекло и глинистый материал. Структура пород витрокластическая или криптовитрокластическая, текстура — беспорядочная.

В породах борской свиты найдены: *Nuculana psjakauphensis* Khom., *N. (Sacella) taphria* Dall, *N. majamraphensis* Khom., *N. confusa* (Hanley), *N.* cf. *schmidti* L. Krisht., *Yoldia nitida* Slod., *Y. scapha* Yok., *Y. thraciaeformis* (Storer), *Y.* cf. *sagittaria* Yok., *Y. (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Y. chojensis* Sim., *Glycimeris chitanii* Yok., *Mytilus edulis* Linne, *M. tichonovitschi* Mak., *M.* cf. *kamtschaticus* Slod., *M. simonovi* Laut., *M. boraensis* Laut., *M. ochotensis* Slod., *M. schatunensis* Laut., *Modiolus wajampolkensis* Slod., *M. trigonalis* Slod., *Cardita tokunagai* Yok., *C. ferrugenia* Adams, *C. pacifera* Yok., *C. levetschevemensis* Slod., *C. yokoyamai* Slod., *C.* cf. *piltunensis* Slod., *Corbicula fonsata* (Slod.) *Phacoides acutilineata* Conrad, *Thyasira bisecta* (Conrad), *Th. disjuncta* (Gabb.), *Th. disjuncta* var. *ochotica* L. Krisht., *Th. disjuncta* (Gabb.), *Clinocardium californiense* (Desh.), *C. shinjiense* (Yok.), *Laevicardium taracaicum* Yok., *L. californiensis* Desh., *L. schatunensis* Sim., *Nemocardium sachalinensis* Laut., *Liocyma fluctuosa* Gould, *L. langeriensis* Laut., *Tellina lutea* Gray, *T. clivosa* (Böhm.), *Macoma calcarea* Gmel., *M. nasuta* (Conrad), *M. optiva* Yok., *M. dissimilis* (Mart.), *M.* cf. *indentata* Carpenter, *Mya arenaria* Linne, *M. karaginskiensis* Slod., *M. japonica* Jay., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Yok.), *Saxicava pleschacovi* Sim., *Turritella nipponica* Yok., *T. kiensis* Yok., *T.* cf. *tokunagai* Yok., *T.* cf. *ocayana* Conrad, *Caliptrea mammilaris* Brod., *Natica clausa* Brod. et Sow., *N. janthostoma* Desh., *Crepidula anricula* Yok., *Serripes* cf. *grönlandicus* (Brug.), *Mactra assymetrica* L. Krisht., *M. (Spisula)* aff. *ramonensis* Packard, а также фораминиферы: *Haplophragmoides impressus* Volosh., *H. carinatus* Cushm., *Milliolina* sp., *Glandulina laevigata* d'Orb., *Melonis* aff. *saldani* (d'Orb.), *Elphidiella nabiliensis* Volosh. et Borovl., *E. katangliensis* Volosh., *Eponides tenerus* (H. B. Brady), *Cassidulina miocenica* Volosh. et Borovl., *C.* ex gr. *crassa* Orb., *C.* aff. *cushmani* Stewart et Stewart K., *C. smechovi* var. *smechovi* Volosh., *Globigerina pacifica* Cushm., *Elphidium* ex gr. *tenurum* Volosh., *E. jannae* Volosh. et Borovl., *Ciroidina soldanii* Orb., *Notorotalia clarki* Volosh., *Cuttulina pacifera* Cushm. et Ozawa, *Ammomarginulina plana* Volosh. и др.

Возраст свиты определяется как позднемиоценовый.

Лиманская свита распространена в южной части рассматриваемой территории. Небольшие по площади выходы ее известны на Охотском побережье между реками Ягодной и Березовкой, в устье р. Синдокан, близ оз. Слонового, а также на п-ове Терпения, в районе мыса Пята и горы Лиман. В одних случаях она залегает согласно на борской свите (видимо, на нижней ее части), в других — резко несогласно на пиленгской свите или на верхнемеловых образованиях. Название для свиты предложил Ю. М. Ковтунович в 1961 г. по горе Лиман. Ранее эти образования С. С. Дарбинян и А. А. Капица относили к чеховской свите, В. А. Махинин — частично к верхнему мелу; Я. Саса считал их плиоценовыми.

http://jurassic.ru/

Состав свиты непостоянен. В районе мыса Пята свита сложена главным образом осадочными и в меньшей мере пирокластическими образованиями. Здесь в нижней части свиты преобладают туфоконгломераты, туфоконгломерато-брекчии и туфогравелиты, состоящие из угловатых обломков размером до 2 *м* разноцветных пористых андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Реже присутствуют прослои (3—5, иногда 20—25 *м*) слабо сцементированных песчаников, диатомитов, туфов и туффитов преимущественно среднего состава. Вверх по разрезу величина обломков заметно сокращается. Широкое распространение получают слабо уплотненные песчаники, содержащие маломощные (до 1 *м*) прослои гравелитов и конгломератов с хорошо окатанными гальками кремнистых пород, а также крупными (до 2 *м* в поперечнике) конкрециями плотных известковистых песчаников шарообразной формы. Появляются пласты (до 1—1,5 *м*) аргиллитов, алевролитов, углистых аргиллитов и бурых углей. Существенную роль в верхней части свиты играют туфы и туффиты кислого состава с обилием кварца, биотита и обломков пемз.

Вскрытая мощность лиманской свиты в районе мыса Пята около 1100 *м*.

Несколько иной состав лиманская свита имеет в районе горы Лиман и в междуречье Ягодная — Березовка, представляющих, по всей вероятности, прижерловые и жерловые фации вулканических построек. Здесь преобладают агломератовые и псефитовые туфы и туффиты с крупными (до 1,5—2 *м* в поперечнике) угловатыми и слабо окатанными обломками пористых андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Среди туфов часто присутствуют потоки (до 40—50 *м*) пористых лав среднего, реже основного и кислого состава. Осадочные породы имеют резко подчиненное значение. Характерным является наличие даек андезитов, трахиандезитов, трахидацитов и трахилипаритов особенно многочисленных в междуречье Ягодная — Березовка.

Туфы лиманской свиты среднего состава серые, буровато-серые и коричневатые, на выветрелой поверхности желтовато-бурые, сравнительно слабо сцементированные, обычно с угловатыми и слабо окатанными обломками разноцветных андезитов и андезито-базальтов, с короткостолбчатыми выделениями плагиоклазов, реже амфиболов. Нередко в цементе присутствуют грубые растительные остатки. По крупности пирокластического материала среди туфов различаются псаммитовые, псефитовые и агломератовые. Состоят они из обломков андезитов и андезито-базальтов с андезитовой, реже гиалопилитовой основной массой, девитрифицированного вулканического стекла, плагиоклазов (андезин-лабрадора); пироксенов (ромбического и моноклинного), иногда роговой обманки, погруженных в бурое, сильно хлоритизированное вулканическое стекло. Тип цемента — контактово-поровый, реже базальный.

Туфы кислого состава, светло-серые и белые, часто обохрены, рыхловатые, обычно жирные на ощупь. Состоят они из хлоритизированного вулканического стекла (60—70%), с погруженными в него угловатыми обломками неизмененного вулканического стекла (5—10%), олигоклаз-андезина (до 20%), кварца (2—3, реже 5—10%), моноклинных и ромбических пироксенов (2—3%), биотита (1—2%), зеленой роговой обманки (1%), обломков измененных эффузивных пород среднего и кислого состава (до 2%), реже апатита, рудных минералов и турмалина. Цемент базального типа.

Андезиты и андезито-базальты серые, темно-серые, синевато-серые и буроватые, плотные, пористые, как правило, порфировые с гиалопилитовой основной массой. Порфировые выделения (25—35% объема по-

http://jurassic.ru/

роды) представлены андезином (до 20—25%), зеленой роговой обманкой (до 3—4%), моноклинным, реже ромбическим пироксеном (до 3%). Основная масса (65—75% объема породы) сложена микролитами плагиоклазов, пироксеном и рудными минералами, погруженными в хлоритизированное вулканическое стекло.

Базальты темно-серые, плотные, пористые. Под микроскопом обнаруживают порфировую структуру с интерсертальной основной массой. Порфировые выделения (30—32% породы) представлены андезин-лабрадором (18—20%), моноклинным, реже ромбическим пироксеном (7—8%), магнетитом (до 3—4%) и оливином (2—4%), обычно нацело замещенным иддингситом. Основная масса состоит из микролитов зонального плагиоклаза, между которыми располагаются менее идиоморфные зерна моноклинного и ромбического пироксенов, магнетита и хлоритизированное вулканическое стекло.

В лиманской свите у мыса Пята, по р. Ягодной и южнее ее устья по берегу моря найдены: *Mactra (Spisula) polynyma* Stimpson var. *voyi* Gabb, *Tellina* cf. *lutea* Gray, *T. pulchra* Slod., *Mya arenaria* L. var. *truncata* L., *M. arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Laevicardium (Cerastoderma) californiense* Desh., *L. (Nemocardium) sachalinensis* Laut., *L.* cf. *shinjense* Yok., *Nuculana (Sacella)* cf. *majamraphensis* Khom., *N.* ex gr. *psjakauphensis* Khom., *Voldia anastasia* Khom., *Liocuma fluctuosa* Gould, *Macoma calcarea* Gmel., *M. nasuta* Conrad, *M.* ex gr. *echabiensis* Slod., *Calyptrea inornata* (Gabb), *C.* cf. *mamillaris* Brod., *Mytilus* cf. *kamtschatikus* Slod. var. *nepropushensis* Jlyina, *Papyridea kipenensis* Slod., *P.* cf. *noyamiana* Slod., *Saxicava pleshakovi* Sim., *S.* cf. *pholadis* L., *Thracia condoni* Dall, *Glycymeris* ex gr. *chitanii* Yok., *Taras* cf. *gravis* Kogan, *Cardita* sp. (ex gr. *ferruginea* Clessen), *C.* sp. (ex gr. *kevetscheveemensis* Slod.), *C. majanatschensis* Jlyina, *C.* cf. *piltunensis* Slod., *C.* ex gr. *beringiana* Slod., *Natica* cf. *clausa* Brod et Sow., *N. (Tectonatica) janthostoma* Desh., *Acila* cf. *insignis* (Gould), *Leda* cf. *majamraphensis* Khom., *Sanguinolaria* aff. *nuttalli* Conrad, *Pecten* sp. (ex gr. *courinus* Gould), *Modiolus vajampolkensis* Slod. и многие другие.

Возраст лиманской свиты рассматривается как поздний миоцен — ранний плиоцен. В Пограничном и Лунском районах ей, видимо, соответствуют верхняя часть борской и нижняя часть уранайской свит, в состав которых входят маломощные (до 1—2 *м*) прослои пепловых туфов, а осадочные породы нередко содержат переотложенный вулканический материал.

Уранайская свита обнажается у устья р. Чамгу и слагает неширокую полосу, протягивающуюся от р. Пиленги почти до Лунского залива. На юге выходы ее известны у устья рек Б. и М. Хузи, а также на морском побережье между реками Лангери и Хой, Березовкой и Герань.

Название для свиты предложено И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1937). Ранее эти отложения рассматривались как свита «верхний песчаник» (по К. Уэмура), нутовская свита (по К. Ватанабе) и свита Сарен (по Я. Сасе).

Уранайская свита сложена песками серого, светло-серого и желтовато-серого цвета, слабо уплотненными, мелкозернистыми, хорошо отсортированными, нередко косослоистыми и ожелезненными с линзами гравелитов и конгломератов, а также с рассеянными гальками и гравием кремнистых и изверженных пород. На р. М. Хузи примерно в средней части свиты среди песков присутствуют прослои (до 3—5 *м*) слабо сцементированных песчаников и алевролитов крупнозернистых,

http://jurassic.ru/

серых, с поверхности отбеливающихся, с растительным детритом, остатками моллюсков и редким гравием. Здесь же наблюдаются прослои (до 0,5—1 *м*) опоковидных алевролитов с кольцами лизеганга и шарообразные конкреции (до 1 *м*) плотного известкового песчаника темно-серого цвета с остатками моллюсков. В верхней части свиты иногда встречаются прослои (до 0,7 *м*) бурого угля. В основании свиты присутствует пачка грубозернистых песков, гравелитов или конгломератов. В устье р. Березовки мощность пачки достигает 200 *м*, а у устья р. Чамгу она сокращается до нескольких десятков сантиметров. Интересно отметить, что в устье р. Березовки, где уранайская свита залегает с размывом на лиманской свите, наблюдается отчетливое увеличение крупности обломочного материала к подошве пачки. При этом в нижних слоях пачки обломки представлены исключительно андезитами. По мере удаления от подошвы среди них появляются кремнистые породы, содержание которых постепенно возрастает, а в самых верхних слоях пачки они преобладают. В целом состав уранайской свиты достаточно выдержан. Только в северном направлении наблюдается некоторое уменьшение размеров зерен пород. В районе Лунского залива, по данным В. О. Савицкого, в свите присутствуют пласты серых и темно-серых глин.

Мощность уранайской свиты по р. М. Хузи около 450 *м*, по р. Чамгу она оценивается в 1000—1200 *м* (данные В. О. Савицкого).

Пески и песчаники уранайской свиты состоят из обломков плагиоклазов среднего и кислого состава (40—70% объема породы), кварца (10—20%), яшм (10—20%) и эффузивных пород среднего и кислого состава (до 20%). В незначительных количествах присутствуют пироксены, амфиболы, эпидот, биотит и мусковит. Цемент в песчаниках железисто-кремнисто-глинистый типа соприкосновения. Гравелиты и конгломераты серые, массивные. Обломочный материал хорошо окатан и представлен кремнистыми аргиллитами, кварцем, яшмами, эффузивами, песчаниками и гранитоидами. Цемент известковый или кремнисто-глинистый типа соприкосновения или выполнения пор.

В уранайской свите найдены остатки фауны: *Nuculana (Sacella) majamraphensis* Khom., *N. (Sacella)* aff. *chinaensis* Jlyina, *N.* cf. *taphria* Dall, *N. psjakauphensis* Khom., *N.* cf. *confusa* (Mak), *Yoldia kuluntunensis* Slod., *Cardita* ex gr. *crebricostata* Klause, *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Clinocardium* cf. *sachalinensis* Khram., *Liocyma fluctuosa* Gould, *Macoma nasuta* Conrad, *M. calcarea Gmelin, M. optiva* (Yok.), *M.* ex gr. *echabiensis* Slod., *M. dissimilis* (Mart.), *M.* cf. *middendorfi* (Dall), *Natica (Tectonatica) clausa* Brod. et Sow., *Glycimeris yessoensis* (Sow) и др., позволяющие относить свиту к плиоцену.

Хузинская свита завершает разрез неогеновых отложений восточного склона Восточно-Сахалинских гор. Она слагает ядро Хузинской синклинальной складки и выходит на дневную поверхность в бассейнах рек М. и Б. Хузи. Это единственное место в районе, где свита получила распространение. Свита выделена в 1937 г. и И. Б. Плешаковым (Плешаков, 1937) и названа по р. Хузи. Представлена она однообразной толщей слабо уплотненных алевролитов, среди которых иногда присутствуют маломощные прослои песков, слабо сцементированных песчаников, гравелитов и аргиллитов, а также глин. В нижней половине свиты содержание песков и песчаников несколько выше, чем в верхней. Указанные образования согласно залегают на серых или желтовато-серых песках уранайской свиты. Контакт между свитами отчетливый. Покрывающие отложения не установлены. Изученная мощность свиты достигает 500—600 *м*.

http://jurassic.ru/

Алевролиты хузинской свиты зеленовато-серые и темно-серые, слабо уплотненные, плохо отсортированные, нередко с растительными остатками, гравием и гальками кремнистых и эффузивных пород. При выветривании породы иногда отбеливаются. Алевролиты состоят из обломков полевых шпатов (40—45% породы), кварца (до 20%) и небольшого количества эпидота, пироксенов, амфиболов, глауконита и слюды, преимущественно алевритовой размерности, погруженных в глинистый цемент базального типа, составляющий до 30% породы.

Глины голубовато-серые, хорошо отмученные, вязкие, пластичные, жирные, иногда песчанистые, всегда содержащие хорошо окатанные гальки и гравий преимущественно кремнистых пород.

Пески и песчаники хузинской свиты отличаются от пород подстилающей уранайской свиты худшей сортировкой материала.

В хузинской свите найдены остатки фауны: *Nuculana* cf. *majamraphensis* Khom., *Yoldia kuluntunensis* Slod., *Y.* cf. *nitida* Slod., *Y. scapha* Yok., *Y. traciaeformis* Storer, *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Macoma nasuta* (Conrad), *Mya arenaria* var. *japonica* Jay., *M. arenaria* Linne, *M.* cf. *truncata* Linne, *Clinocardium* cf. *coliforniense* (Desh), *C.* cf. *corbis* (Mart.).

Возраст свиты считается плиоценовым.

Северо-восток Сахалина

Дагинско-Набильский район

Дагинско-Набильский район является крупной структурно-фациальной зоной, простирающейся с юга на север, от северных отрогов Лунского хребта до верховьев рек Лангери, Пильтун и Сабо. На западе граница зоны проходит примерно по меридиану р. Ныш. Зона характеризуется близкими условиями осадконакопления в течение всего неогена.

Основы стратиграфии неогеновых отложений Дагинско-Набильского района заложены П. И. Полевым (1909 г.). Дальнейшим совершенствованием и обоснованием стратиграфической схемы занимались Н. А. Кудрявцев (1927 г.), С. И. Миронов, И. Б. Плешаков (1936 г.), Н. Д. Цитенко и др. Неогеновые отложения Дагинско-Набильского района в настоящее время подразделяются последовательно снизу вверх на шесть свит: мачигарскую, даехуриинскую, уйнинскую, дагинскую, окобыкайскую и нутовскую (рис. 36).

Мачигарская свита. Отложения свиты вскрыты скв. 700 промысла Катангли в интервале глубин 2566—2693 *м*. Выходы свиты на поверхность известны также в бассейне р. Даги. Ранее эти образования включались Н. А. Кудрявцевым в состав даехуриинской свиты.

Мачигарская свита сложена преимущественно серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и мелкогалечными конгломератами со значительной примесью гравия. Среди осадков спорадически встречаются мелкие валуны метаморфизованных осадочных и магматических пород. Характерно наличие многочисленных обуглившихся растительных остатков, особенно в базальных горизонтах свиты.

В песчаниках мачигарской свиты по р. Аасы (левый приток р. Даги) встречена фауна моллюсков плохой сохранности, среди которой В. О. Савицким определены некоторые формы, известные из мачигарской свиты п-ова Шмидта. Наиболее часто здесь отмечаются: *Cardita* cf. *tokunagai* (Yok.), *C.* cf. *nairoensis* (Evseev), *Macoma simizuensis* (Laut.), *Laternula* ex gr. *besshoensis* (Yok).

При исследовании фауны из керна скв. 700 Катангли установлено наличие немногочисленного комплекса фораминифер (определения

http://jurassic.ru/

Л. С. Леоненко): *Cassidulina curvicamerata* Volosh., *Fissurina* aff. *marginata* (Montagu), *Melonis* cf. *tumiensis* Volosh., *Cibicides* sp. Скопления *Cassidulina curvicamerata* Volosh. и *Melonis* cf. *tumiensis* Volosh. характерны для мачигарской и нижней части тумской свиты на п-ове Шмидта. Возраст мачигарской свиты считается раннемиоценовым.

Базальные слои мачигарской свиты (в скв. 700 Катангли) залегают на размытой поверхности верхнемеловых отложений. Базальный конгломерат состоит из полуокатанной гальки зеленовато-серых туфогенных песчаников подстилающей красноярковской свиты.

Мощность мачигарской свиты в Катангли 125 *м*. По р. Аасы видимая мощность свиты определяется в 200—250 *м*.

Даехуриинская свита. Породы даехуриинской свиты обнажаются в сводовых частях антиклинальных складок Джимдан-Дагинского района. Наиболее обширные выходы свиты на поверхность установлены в долинах рек Уйни, Джимдан и особенно Даги, где описан стратиграфический разрез этих образований. В районе Катангли отложения даехуриинской свиты вскрыты скважинами.

Даехуриинская свита сложена однообразной толщей темно-серых, на поверхности выветривания ржаво-бурых, неяснослоистых окремненных аргиллитов с редкими прослоями алевролитов. Среди этих отложений наблюдаются крупные (0,5—1,5 *м*) конкреции серых окремненных мергелей, линзовидные прослои глинистых известняков и вязких кеффекилитовых глин.

Характерным комплексом фауны данной свиты являются: *Acila* sp., *Nuculana tumiensis* Laut., *N. robai* Kuroda, *Yoldia nitida* Slod., *Y. scapha* Yok., *Y. cooperi* Gabb., *Malletia poronaica* (Yok.), *Mytilus ochotensis* Slod., *Lima (Limatula) kovatschensis* Ilyina, *Cardita pilvoensis* Khom., *C. tokunagai* Yok., *Corbicula tatarica* Laut., *Thyasira smekhovi* Kog., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Yok.) и др.

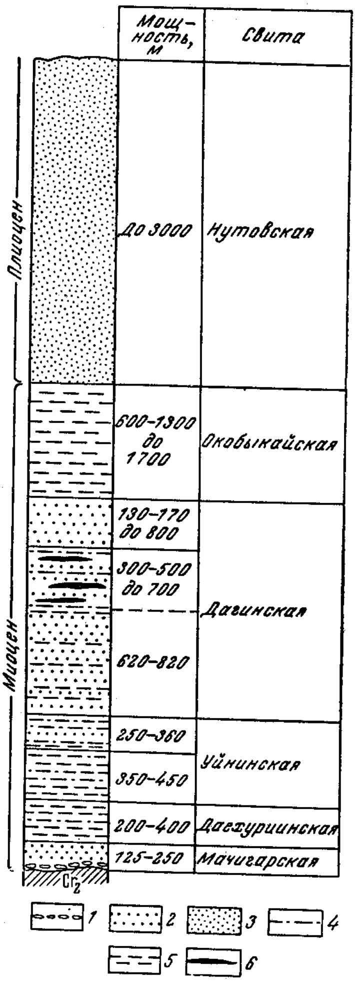


Рис. 36. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Дагинско-Набильского района

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — пески; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты и глины; *6* — уголь

Породы даехуриинской свиты по р. Даги содержат немногочисленный комплекс фауны фораминифер, которые, по определению Н. А. Волошиновой, представлены преимущественно раннемиоценовыми формами, такими, как *Porosorotalia tumiensis* V. Kuznetzova, *Melonis tumiensis* V. Kuznetzova, *Cassidulina curvicamerata* Volosh., *Cyclammina* cf. *pacifica* Beck., *Haplophragmoides oblongus* Volosh., *Pseudoglandulina tumiensis* Volosh., *Quinqueloculina* cf. *imperialis* Hanna, *Bulimina* cf. *porosa* Volosh. и др.

Несколько иной комплекс микрофауны был определен Л. С. Леоненко из образцов керна скв. 700 промысла Катангли. Здесь преобладают *Haplophragmoides carinatus* Gush., et Renz, *H. indentatus*

http://jurassic.ru/

Volosh., *Cyclammina pacifica* Bask., *Dentalina baggi* Gall et Wissler, *Robulus mohnensis* Kleinpell и др.

Нижняя граница даехуриинской свиты по данным электрокаротажа в Катангли выражена отчетливо и характеризуется резкой сменой песчаников мачигарской свиты аргиллитами даехуриинской. В поверхностных обнажениях Дагинского района контакт этих свит не наблюдался, в связи с чем взаимоотношения мачигарской и даехуриинской свит остаются не ясными.

Мощность даехуриинской свиты в районе Катангли не превышает 200—250 *м* и несколько увеличивается на северо-запад, достигая 350—400 *м* в бассейне р. Даги.

Даехуриинская свита относится к нижней части холмского горизонта, возраст которого определяется как ранний миоцен.

Уйнинская свита, выделена впервые в разрезе р. Даги П. И. Полевым (1909 г.) и описана И. Б. Плешаковым (1936 г.) под названием «свиты мягких сланцев». При последующих исследованиях было установлено, что по р. Даги нижняя часть уйнинской свиты скрыта крупным разрывным нарушением. Наиболее полно разрез этой свиты представлен по р. Уйни, где он был изучен Н. С. Ерофеевым и ныне рассматривается как стратотипический.

По литологическим признакам уйнинская свита делится на две толщи — нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща мощностью от 350 до 450 *м*, сложена однообразными, неяснослоистыми, темно-серыми, почти черными аргиллитами, местами переходящими в глинистые алевролиты. От подстилающих отложений даехуриинской свиты аргиллиты уйнинской свиты отличаются меньшей крепостью, связанной с полным или почти полным отсутствием в них примеси кремнистого вещества.

Верхняя толща уйнинской свиты мощностью от 250 до 360 *м* характеризуется тонким неравномерным чередованием аргиллитов, глинистых алевролитов и песчаников, при значительном преобладании первых. Иногда в верхней части толщи наблюдается тонкое флишоидное переслаивание аргиллитоподобных глин, глинистых алевролитов и алевритовых мелкозернистых песчаников. В самой верхней части свиты песчаники образуют несколько пластов (2—3) мощностью от 10 до 30 *м*.

В верхней толще уйнинской свиты по р. Даги обнаружена немногочисленная фауна моллюсков плохой сохранности, среди которых В. О. Савицким определены: *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. Krisht., *M.* cf. *asagaensis* L. Krisht., *Yoldia* ex gr. *cerussata* Slod., *Nucula* sp., *Tellina* sp., *Pecten (Chlamys)* sp., *Crassatellites* sp.

Исследования образцов пород из уйнинской свиты, обнажающейся по р. Даги, позволили Н. А. Волошиновой определить довольно обширный комплекс фораминифер, среди которого наиболее часто встречаются: *Bathysiphon* aff. *edurus* Volosh., *B.* aff. *exiguus* Volosh., *Cyclammina obesa* Cushm. et Zaiming, *C. japonica* Asano, *C. pilvoensis* Volosh., *C.* cf. *okuharai* Tai, *Ammodiscus* cf. *macilentus* Chap., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. carinatus* Gush. et Renz, *H. minutus* V. Kuznetzova, *Ammomarginulina* sp., *Silicosigmoilina* cf. *sachalinica* Volosh., *Plectina* sp., *Spiroplectammina* cf. *pilvoensis* V. Kuznetzova, *Martinotiella* cf. *communis* (d'Orb.), *Cassidulina* sp. и др.

По заключению Н. А. Волошиновой, большинство из указанных форм встречаются в пильской свите п-ова Шмидта.

Уйнинская свита относится к верхней части холмского горизонта, возраст которой определяется как среднемиоценовый. Некоторые исследователи (А. С. Архипченко, Н. Д. Цитенко, С. Н. Алексейчик) пред-

http://jurassic.ru/

полагают, что уйнинская свита залегает на даехуриинской трансгрессивно. Однако позднее было установлено наличие переходной пачки между уйнинской и даехуриинской свитами в бассейне р. Даги, где наблюдается чередование крепких окремненных аргиллитов даехуриинской свиты с мягкими скорлуповатыми аргиллитами уйнинской. Видимая мощность переходной пачки около 7—8 *м*.

Мощность уйнинской свиты изменяется в широких пределах — от 300—400 *м* (р. Даги) до 600—700 *м* (реки Уйни, Катангли).

Дагинская свита. Отложения дагинской свиты исключительно широко распространены в пределах центральной части восточного побережья Северного Сахалина. Они слагают крылья и периклинали крупного Джимдан-Дагинского поднятия, а также выходят на дневную поверхность в сводовых частях серии складок Дывыкской, Оссойско-Вальской и Гыргыланьинско-Глухарской антиклинальных зон. В Набильском районе отложения дагинской свиты вскрыты многочисленными скважинами на Катанглинской, Уйглекутской, Ногликской, Имчинской и Прибрежной промысловых и разведочных площадях.

Дагинская свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю — подугленосную, среднюю — угленосную и верхнюю — надугленосную.

Подугленосная подсвита сложена серыми и зеленовато-серыми плитчатыми и массивными, преимущественно мелкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями темно-серых алевролитов и глин. На различных батрологических уровнях подсвиты встречаются маломощные линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

В песчаниках подугленосной подсвиты у горы Атоа, на левобережье р. Даги, обнаружена фауна мелководных морских моллюсков: *Yoldia (Cnesterium)* ex gr. *kuluntunensis* Slod., *Macoma* cf. *calcarea* (Chem.), *Mactra elongata* Laut., *Corbicula* sp., *Mactra (Spisula)* sp. и др. Несколько отличный комплекс фауны был обнаружен в керне скв. 700 промысла Катангли в нижних горизонтах подугленосной свиты. По определению Л. А. Поповой, здесь присутствуют *Thyasira disjuncta* (Gabb.), *Liocyma* sp., *Acila* sp.

Н. А. Волошинова указывает на редкие находки в породах подсвиты фауны фораминифер, представленной немногочисленными *Cribrononion lautenschlägeri* (Volosh.), *Cribroelphidium vulgare* (Volosh.), *Buccella* sp., *Haplophragmoides* sp.

С подстилающими отложениями уйнинской свиты подугленосная подсвита дагинской свиты связана постепенным переходом, в связи с чем граница уйнинской и дагинской свит проводится различными исследователями неоднозначно. Мощность подугленосной подсвиты дагинской свиты изменяется от 620 *м* в районе горы Атоа и по р. Даги до 770—820 *м* в Набильско-Катанглинском районе.

Угленосная подсвита. Отложения угленосной подсвиты представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин, при явном преобладании первых.

Среди пород подсвиты обычны пласты каменных и бурых углей мощностью от 0,1 до 2,5 *м* в количестве до 20, а также многочисленные прослои углистых сланцев и линзы сидеритов.

Песчаники и песчанистые алевролиты серые и желтовато-серые, массивные и толстоплитчатые, реже тонкоплитчатые, в большинстве случаев залегают в виде мощных (10—30 *м*) пластов, разделяющих пачки неравномерного, преимущественно тонкого чередования песчаников, алевролитов и глин. В песчаниках иногда наблюдаются прослои мелкогалечных конгломератов мощностью от 0,3 до 0,8 *м*. Глины и глинистые алевролиты темно-серые, серые, у поверхности выветривания

http://jurassic.ru/

буровато-серые, обычно залегают в неравномерном чередовании с обломочными породами и углями и реже образуют самостоятельные пласты мощностью до 10 *м*. Почти все разновидности глин и глинистых алевролитов обогащены обуглившимися растительными остатками.

Фаунистические остатки в отложениях угленосной подсвиты дагинской свиты встречаются редко. Наиболее распространенной формой среди моллюсков является *Corbicula mgatschensis* Sim., обитавшая в условиях рек и опресненных лагун. Наряду с ними в отдельных прослоях встречаются *Yoldia* sp., *Cardium* sp., *Venus* sp., *Macoma* sp., *Tellina* sp., *Saxidomus* sp., *Mya* sp. и др., местами образующие ракушняки.

В отдельных горизонтах глинистых пород, главным образом в верхней части угленосной подсвиты по р. Даги, обнаружена немногочисленная фауна фораминифер, которая, по определению Н. А. Волошиновой, представлена следующими родами и видами: *Hippocrepinella* cf. *hirudineaformis* Volosh., *Bathystphon* sp., *Haptophragmoides indentatus* Volosh., *H. carinatus* Cush. et Renz, *Cyclammina exavata* Volosh., *C. postpilvoensis* V. Kuznetz., *Miliammina complanata* Volosh., *Trochammina* sp., *Plectina* sp., *Lagena* sp. Наиболее часто встречающиеся в осадках угленосной подсвиты *Miliammina complanata* и *Trochammina* sp. широко распространены также в отложениях верхнедуйской свиты западного побережья Сахалина.

Мощность отложений угленосной подсвиты дагинской свиты изменяется от 350—500 *м* в Набильском районе до 600—700 *м* в Дагинском и Гыргыланьинско-Глухарском. Надугленосная подсвита в Набильском, Дагинском и Гыргыланьинско-Глухарском районах сложены песками и рыхлыми песчаниками, разделенными на пласты различной мощности (10—80 *м*) пачками глинистых алевритов и алевролитов. В виде прослоев незначительной мощности (0,1—0,2 *м*) встречаются крепкие известковистые песчаники.

Отложения надугленосной подсвиты характеризуются обилием фаунистических остатков, среди которых наиболее часто отмечаются: *Nucula khomenkovi* Kog., *N. psjakauphensis* Khom., *Nuculana* (Sacella) *tatarica* Kog., *N. majamraphensis* Khom., *N. (Sacella) chinaensis* Ilyina, *Yoldia (Cnesterium) supraoregona* Khom., *Y. (Cnesterium) scissurata* Dall, *Y. (Cnesterium) anastasia* Khom., *Y. (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Thyasira disjuncta* (Gabb), *Clinocardium shinjense* (Yok.), *Clinocardium matschiense* Laut., *Liocyma* cf. *furtiva* (Yok.), *Macoma optiva* (Yok.), *Modiolaria* sp., *Lucina* sp.

Мощность подсвиты изменяется в широких пределах — от 150—350 *м* в Дагинско-Набильском и Гыргыланьинском районе и до 750—800 *м* по восточному борту Нышской впадины.

Надугленосная подсвита залегает с постепенным переходом на нижележащей угленосной подсвите.

Окобыкайская свита. Отложения свиты развиты на крыльях Джимдан-Дагинского поднятия. В Набильской впадине окобыкайская свита окаймляет ее южное и западное окончания, а также слагает присводовые части и крылья ряда антиклинальных складок — Ноглик-Катанглинской, Имчинской, Прибрежной, Гамадейской и др.

Окобыкайская свита сложена темно-серыми, с синеватым оттенком, вязкими глинами и глинистыми алевролитами с подчиненными прослоями и пластами песков и песчаников, сосредоточенными главным образом в верхней части свиты. В северо-западном направлении наблюдается опесчанивание верхней части окобыкайской свиты, в связи с чем мощность ее существенно глинистой части постепенно сокращается вплоть до полного выклинивания на западном борту Нышской впадины.

http://jurassic.ru/

Типичными представителями фауны окобыкайской свиты Дагинско-Набильского района являются: *Acila* sp., *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Sacella chinaensis* Ilyina, *Thiasira disjuncta* (Gabb), *Cardita* sp., *Cardita beringiana* Slod., *Macoma calcerea* (Chem.), *Tellina clivosa* Böchm., *Margarites* sp. sp., *Laternula* sp.

По фауне фораминифер Н. А. Волошинова по аналогии с Охинско-Эхабинским районом в окобыкайской свите Дагинско-Набильского района выделяет четыре зоны (снизу вверх): Nonionella miocenica, Uvigerina asperula, промежуточную и Cassidulina laticamerata. Последняя зона охватывает верхнюю часть окобыкайской свиты лишь своей нижней подзоной. Каждая зона характеризуется обширным комплексом фораминифер.

Окобыкайская свита рассматриваемого района относится к окобыкайскому горизонту, возраст которого определяется как позднемиоценовый.

Мощность окобыкайской свиты изменяется от 600—700 *м* в районе Катангли до 1000—1300 *м* в бассейне рек Уйни, Даги, Эвая, а в прибрежной части, судя по разрезам Нижне-Эвайской и Нижне-Вальской разведочных площадей, — около 1500—1700 *м*.

Контакт окобыкайской свиты с подстилающими отложениями на большей части Дагинско-Набильского района отчетливый, трансгрессивный, с гравелитом и конгломератом в основании, мощностью от 0,1 до 0,5 *м*.

Нутовская свита. Отложения нутовской свиты слагают крылья ряда антиклинальных складок, а также выполняют крупные прогибы, такие, как Паркатинская впадина, Пильтун-Чайвинская синклиналь и др. Свита представлена мощной толщей серых и светло-серых песков и рыхлых песчаников с редкими подчиненными прослоями глин и алевритов.

На восточном крыле Паромайской антиклинальной зоны, где отложения нутовской свиты наиболее изучены, они делятся на четыре толщи (снизу вверх): 1) толща разнозернистых песков и глин, 2) разнозернистых гравистых песков, 3) мелкозернистых песков и алевритов и 4) неотсортированных песков.

Толща разнозернистых песков и глин, соединяющаяся постепенным переходом с подстилающими отложениями окобыкайской свиты, образована серыми и светло-серыми мелкозернистыми, реже среднезернистыми песками, заключающими маломощные прослои и пачки серых алевритовых глин и редкие линзы крепких ожелезненных песчаников. В нижней части, ближе к кровле окобыкайской свиты, число и мощность прослоев глин возрастают. Мощность толщи 700—1000 *м*. Толща разнозернистых гравелитистых песков, как следует из названия, представлена серыми, желтовато-серыми гравелитистыми песками, с маломощными прослойками алевритов и алевритовых глин. В основании толщи имеются прослои галечников и гравийников мощностью от 0,3 до 1,0 *м*. Мощность толщи достигает 600—700 *м*. Толща мелкозернистых песков и алевритов мощностью до 600 *м* состоит из серых и светло-серых песков, переслаивающихся с алевритами, среди которых встречаются маломощные (0,1—0,3 *м*) прослои темно-серых алевритистых глин. Толща неотсортированных песков венчает разрез нутовской свиты Пильтун-Чайвинской впадины. Она сложена неравномерным переслаиванием различных по крупности и сортировке песков — мелко-, средне- и крупнозернистых, часто с примесью плохо окатанного гравия и мелкой гальки. Мощность толщи 550—600 *м*.

Характерным комплексом моллюсков в отложениях нутовской свиты являются прибрежно-морские формы, такие, как *Acila (Trunca-*

http://jurassic.ru/

cila) costensis (Hinds), *Arca (Barbatia) kobeliana* Pilsbry, *Pecten (Fortipecten) takahashii* Yok., *Taras (Felaniella) gouldi* (Yok.), *Venus (Chione) securis* (Shum.), *Liocyma fluctuosa* (Gould.), *Tellina lutea* Gray, *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Y. (Cnecterium) scissurata* Dall., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Clinocardium californiense* Desh., *Mya arenaria* Linne, *Siliqua costata* Say., *Mactra (Pseudocardium) densata (Conrad), Mactra (Spisula) polynyma* Stimpson, *Buccinum* sp., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Olivella* sp., *Echinorachnius* sp.

По возрасту отложения нутовской свиты относятся к плиоцену.

Изученная мощность отложений нутовской свиты в различных районах неодинакова. Наибольшая мощность отложений нутовской свиты известна в Пильтун-Чайвинской впадине, где она достигает 3000 *м*.

Охинский район

Охинский район представляет собой особую структурно-фациальную зону, которая расположена, по С. Н. Алексейчику, в пределах северного погружения Восточно-Сахалинского антиклинория. Зона включает структуры южной части Эспенбергской, а также Эхабинскую, Паромайскую, Сабинскую и Некрасовскую антиклинальные зоны. Для Эхабинской антиклинальной зоны и многих других структурах района установлено уменьшение мощности миоценовых песчано-глинистых отложений к сводам, что связывается с процессами конседиментационного развития.

Зона характеризуется преобладанием в разрезе морских фаций неогеновых отложений, развитием глубоководных кремнистых образований среднего миоцена, небольшой мощностью среднего и верхнего миоцена (в ее северо-восточной части), наиболее полным разрезом плиоценовых отложений. По литофациальному составу отложения Эхабинской, северных частей Некрасовской и Сабинской антиклинальных зон близки к неогену п-ова Шмидта (рис. 37).

В пределах Охинской зоны в юго-западном направлении происходит значительное увеличение мощности верхне- и частично среднемиоценовых отложений и замещение их мелководными образованиями. Поле максимальной мощности верхнего миоцена проходит через южную часть Сабинской антиклинальной зоны в северо-северо-западном направлении и является условной границей между Охинской и северной частью Дагинской структурно-фациальной зоны. Неогеновые отложения здесь начинаются с тумской свиты (рис. 38).

Тумская свита в пределах Охинской зоны выделена в 1960 г. К. Ф. Рахмановым. К свите отнесены пачка пластов XXIV—XXVI Охинского месторождения и вскрытый разрез в объеме пластов А, Б, В, Г, Д Южно-Охинского и Эхабинского месторождений. Кроме того, свита изучена глубокими скважинами на структурах Охинского перешейка. Свита сложена главным образом серыми и темно-серыми песчаниками мелко- и среднезернистыми, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. В песчаниках пластов XXV—XXVII Охинского месторождения содержится большое количество рассеянных гравия и гальки. В основании свиты залегают маломощные базальные конгломераты.

По минеральному составу отложения свиты отнесены к турмалин-циркон-гранатовой толще. В породах обнаружен комплекс остатков фораминифер, типичных для тумской свиты п-ова Шмидта: *Trochammina* sp., *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *H. carinatus* Cush. et Renz, *H. pulchellus* Volosh., *Cyclammina pa-*

http://jurassic.ru/

cifica B e c k., *C. pilvoensis* V o l o s h., *Ammomarginulina matschigarica* V o l o s h., отнесенных Н. А. Волошиновой к микрофаунистическим зонам Haplophragmoides laminatus, H. carinatus, Cyclammina pacifica.

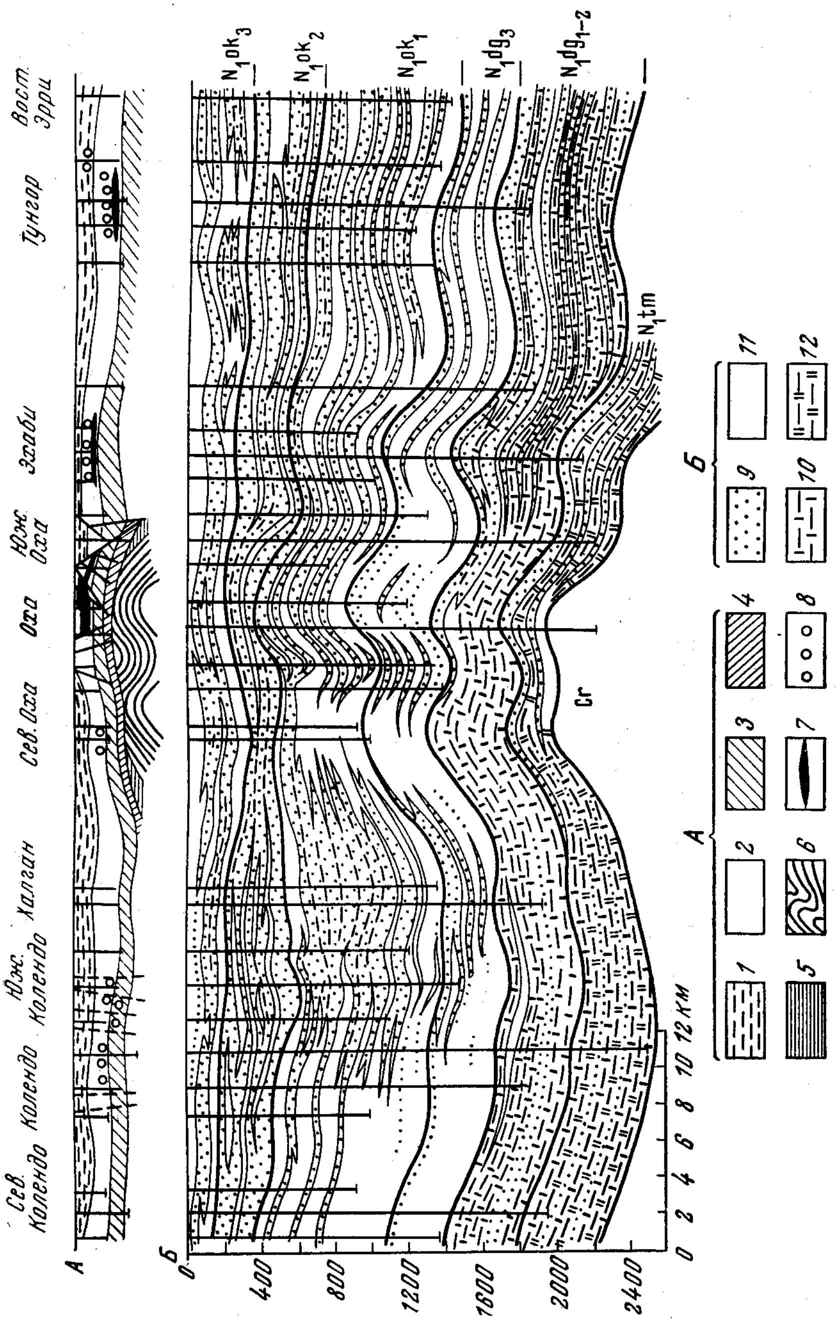


Рис. 37. Геологический (*А*) и литолого-фациальный (*Б*) профили Эхабинской и Эспенбергской антиклинальных зон

А. *1* — нутовская свита; *2* — окобыкайская свита; *3* — дагинская свита; *4* — тумская свита; *5* — мачигарская свита; *6* — верхнемеловые отложения; *7* — залежи нефти; *8* — залежи газа; Б. *9* — пески, песчаники; *10* — глины, аргиллиты; *11* — кремнистые аргиллиты; *12* — кремнистые алевролиты

Тумская свита в пределах Охинского нефтегазоносного месторождения залегает с угловым несогласием на различных слоях пачки пестрых порфиритов, туфов и туфобрекчий верхнего мела. Величина углового несогласия составляет примерно 30°. Мощность свиты 230—250 *м*.

Состав свиты в пределах Охинского месторождения заметно отличается от состава тумской свиты, распространенной на п-ове Шмидта,

http://jurassic.ru/

и ее аналогов в других районах Северного Сахалина. Это отличие характеризуется преобладанием песчаников над аргиллитами и алевролитами в пределах Охинского месторождения. К северу и югу от последнего увеличивается как содержание глинистых пород в свите, так и ее мощность.

В скв. 10 Южно-Охинской площади свита мощностью, превышающей 350 *м*, сложена главным образом темно-серыми алевролитами, глинами и аргиллитами с подчиненными пластами и прослоями мелкозернистых глинистых песчаников. К северу, на территории Охинского перешейка, к свите отнесена толща мощностью более 400 *м*, темных неяснослоистых аргиллитов и алевролитов с прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников, охарактеризованных своеобразным комплексом фораминифер: *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* aff. *indentatus* Volosh., *Cyclammina* sp. indet, *Siphogenerina* cf. *kleinpellii* Cushman, *Sphaeroidina* cf. *variabilis* Reuss, *Bulimina* sp., *Bolivina* sp. indet, *Nonionella* sp., *Uvigerina* sp. indet, *Nodosaria* sp. indet. *Cibicides* sp.

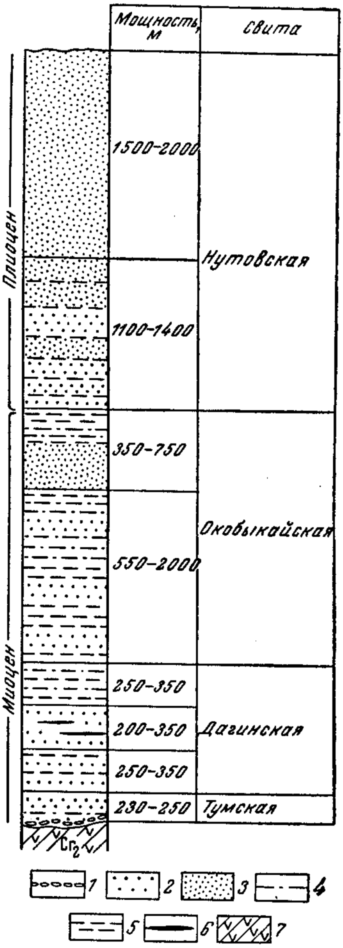


Рис. 38. Стратиграфический разрез неогеновых отложений Охинского района

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты и глины; 6 — уголь; 7 — порфириты и туфы

Тумская свита входит в состав холмского горизонта (нижний миоцен). Ее возрастными аналогами в других районах Северного Сахалина являются даехуриинская, мутновская, хандасинская и нижнелангерийская свиты.

Дагинская свита. Сложно построенная толща глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников морского происхождения, залегающая стратиграфически ниже окобыкайской свиты, в Охинском районе длительное время относилась к дагинской свите. Н. А. Волошиновой, Н. Б. Вассоевичем и К. Ф. Рахмановым было установлено значительное сходство состава и мощности толщи с разрезом миоценовых отложений п-ова Шмидта. К. Ф. Рахмановым из их состава была выделена тумская свита, а за оставшейся частью, разделенной на три пачки (по И. И. Ратновскому — подсвита), сохранено название дагинской свиты, хотя по объему она не соответствует дагинской свите стратотипического разреза.

Нижнедагинская пачка изучена в разрезах глубоких скважин на Охинском, Южно-Охинском, Эхабинском и Восточно-Эхабинском месторождениях и выделяется в объеме XXVII—XXIX пластов Эхабинского месторождения и их аналогов на других площадях. Пачка сложена чередованием пластов и прослоев темно-серых, иногда с буроватым оттенком, до черных, кремнистых аргиллитов, крепких глин и алевролитов, серых и темно-серых мелко- и среднезернистых песчаников. Пласты песчаников развиты главным образом в южной и юго-западной частях Эхабинской антиклинальной зоны (см. рис. 56). В пределах зоны в северном и восточном направлениях количество пластов и прослоев песчаников резко

http://jurassic.ru/

уменьшается. В разрезе поднадвиговой части Восточно-Эхабинского месторождения (скв. 482) нижняя пачка представлена переслаиванием преобладающих светло-коричневых кремнистых аргиллитов и темных крепких глин и редкими пропластками песчаников. Породы пачки «поднадвига» идентичны по составу отложениям пильской свиты, развитой в юго-восточной части п-ова Шмидта. В разрезах Охинского месторождения и Охинского перешейка (Колендо и Северное Колендо) также преобладают темные, иногда пепельно-серые и буроватые, кремнистые аргиллиты и алевролиты. Для этой пачки характерно присутствие прослоев, обогащенных глауконитом; нижняя пачка относится к турмалин-циркон-гранатовой минералогической толще.

Комплекс остатков фораминифер Н. А. Волошиновой и др. отнесен к микрофаунистической зоне Haplophragmoides indentatus, Cyclammina pilvoensis, Silicosigmoilina sachalinica и представлен *Bathysiphon* aff. *edurus* V o l o s h., *Haplophragmoides indentatus* V o l o s h., *H. tortuosus* K u z n e t z o v a, *Cyclammina pilvoensis* V o l o s h., *C. okuharai* T a i, *Silicosigmoilina sachalinica* V o l o s h., *Spiroplectammina pilvoensis* K u z n e t z o v a, *Plectina apicularis* C u s h m a n, *Martinotiella* aff. *communis* d'O r b., *Uvigerina plumata* V o l o s h., *U. keruensis* B a r b a t et E s t o r f f, *Cassidulina smechovi* V o l o s h. и др.

Остатков моллюсков, за исключением немногочисленных находок *Delectopecten pedroanus* (T r a s k), не обнаружено. Мощность пачки оценивается в 250—350 *м*.

С подстилающими и перекрывающими образованиями в пределах зоны эта пачка, видимо, залегает согласно.

Среднедагинская пачка выделена в объеме пластов XXIII—XXVI Эхабинского, Восточно-Эхабинского, Тунгорского и Южно-Охинского месторождений; на Охинской площади пачка включает пласты XXII и XXIII. На месторождениях Колендо и Северное Колендо она не имеет четких отличий от аналогов нижней пачки.

Пачка состоит из пластов серых и темно-серых песчаников от мелкозернистых до разнозернистых с рассеянными гравием и галькой, переслаивающихся с подчиненными пластами темных кремнистых аргиллитов, крепких глин, алевролитов неяснослоистых и тонкослоистых. В песчаниках пачки на площадях Эхаби и Восточное Эхаби (надвиг) много обуглившихся растительных остатков, иногда образующих тонкие прослойки каменного угля. В одном из блоков Восточно-Эхабинской структуры среди пород средней и частично нижней пачек обнаружены пласты псаммитовых литокластических туфов андезито-базальтов, переслаивающихся с коричневато-серыми кремнистыми аргиллитами, содержащими обильные остатки фораминифер. Пласты песчаников, составляющие большую часть пачки на площадях Эхаби, Восточное Эхаби, Тунгор, выклиниваются в северном и восточном направлениях и отсутствуют в южной части Охинского перешейка. Подобно нижнедагинской она относится к турмалин-циркон-гранатовой минералогической толще. К кровле пачки (XXIII пласт) приурочена верхняя граница распространения в составе дагинской свиты кремнистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, сцементированных кремнеземом.

Комплекс встреченных фораминифер такой же, как и в нижней пачке, и относится к зоне Haplophragmoides indentatus, Cyclammina pilvoensis, Silicosigmoilins sachalinica. Мощность пачки 200—350 *м*.

Средняя пачка дагинской свиты Охинской зоны сопоставляется с верхнепильской подсвитой п-ова Шмидта и с подугленосной подсвитой дагинской свиты Дагинско-Катанглинского района. Не исключено,

http://jurassic.ru/

что пачка соответствует также части угленосной подсвиты стратотипического разреза дагинской свиты, поскольку их образование связано с наибольшим обмелением бассейна.

Верхнедагинская пачка выделена в объеме пластов от кровли XXIII до кровли XXI пласта дагинской свиты Эхабинского месторождения и их аналогов на других площадях зоны. Пачка сложена преобладающими темно-серыми алевролитами, глинами, аргиллитами, иногда кремнистыми, с пропластками серых и темно-серых песчаников, преимущественно мелкозернистых, алевритистых. Пропластки песчаников группируются в сложно построенные пласты, неповсеместно распространенные по площади. Наибольшее содержание песчаников отмечено в южной части Эхабинской антиклинальной зоны, минимальное — на Охинском и Северо-Охинском месторождениях, а также в северной части Охинского перешейка (Колендо и Северное Колендо), где прослежен переход верхней пачки дагинской свиты к отложениям каскадной свиты. В юго-западном направлении от Эхабинской антиклинальной зоны постепенно увеличивается как количество песчаных пластов, так и общая мощность пачки и в пределах Гыргыланьинской зоны она замещается угленосной и надугленосной подсвитами дагинской свиты.

В северо-восточной части Охинской зоны морские отложения пачки содержат обильные остатки моллюсков и фораминифер. Среди моллюсков определены: *Acila (Acila) vengeriana* Laut., *Nuculana (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia scapha* Yok., *Y. tokunagai* Yok., *Malletia armudanensis* Laut., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb, *Laternula* sp., *Cuspidaria* sp., *Scaphander* sp. Л. С. Жидкова и И. Н. Кузина (1963) включают эти отложения в состав нижней части зоны *Nuculana (Borissia) alferovi, Malletia armudanensis, Yoldia scapha.*

Отложения верхней пачки, содержащие остатки фораминифер *Rhabdammina complanata* Volosh., *Bathysiphon* sp. indet., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. carinatus* Volosh., *H. renzi* Asano, *Cyclammina postpilvoensis* Volosh., *C. excavata* Volosh., *Liebusella laevigata* Volosh., *Martinotiella communis* d'Orb., *Valvulineria araucana* Volosh. и др., отнесены к зоне Valvulineria araucana, Cyclammina excavata, Streblus nipponicus. Эта зона в пределах Охинского перешейка (Колендо и Северное Колендо) соответствует зоне Liebusella laevigata, Cyclammina postpilvoensis, входящей в состав каскадной свиты.

Мощность верхней пачки 250—350 *м*. С подстилающими и перекрывающими отложениями пачка залегает согласно. На Северном Сахалине эта пачка, видимо, образовалась в наиболее глубоководных условиях.

Окобыкайская свита широко развита и наиболее изучена в пределах северо-восточной части Сахалина, вскрыта многочисленными скважинами, а также обнажается на поверхности в сводах отдельных структур Эхабинской, Сабинской, Паромайской и Гыргыланьинской антиклинальных зон.

Для Охинской структурно-фациальной зоны в качестве эталона принят разрез окобыкайской свиты Эхабинского месторождения в объеме пластов от кровли XXI до подошвы III пласта. По литологическому составу свита разделена на три подсвиты, которые имеют ограниченное распространение и в сходных фациях прослежены на площадях Эхабинской, южной части Эспенбергской и северных структурах Некрасовской и Сабинской антиклинальных зон.

Нижнеокобыкайская подсвита в объеме от кровли XXI до подошвы XII пласта Эхабинского месторождения и их аналогов на других площадях зоны сложена главным образом темно-серыми песчанистыми гли-

http://jurassic.ru/

нами и алевролитами, обычно плохо отсортированными, и пластами серых мелко- и среднезернистых песков и песчаников. Песчаные пласты не выдержаны по мощности и составу. Установлено увеличение содержания песчаных пород и мощности подсвиты на северном и южном погружениях Эхабинской антиклинальной зоны, а также главным образом в юго-западном направлении. В разрезах Гыргыланьинской антиклинальной зоны (северное окончание Дагинской структурно-фациальной зоны) происходит замещение большей части подсвиты мелководными и прибрежными глинисто-песчаными образованиями ранее относимыми к нутовской свите. Подсвита относится к турмалин-циркон-гранатовой толще.

Отложения нижнеокобыкайской подсвиты эталонного Эхабинского разреза охарактеризованы комплексом фауны моллюсков зоны Nuculana (Borissia) alferovi, Malletia armudanensis, Yoldia scapha. В состав комплекса входят виды, которые известны и в верхней пачке дагинской свиты. В пределах Паромайской и южной части Сабинской антиклинальных зон нижнеокобыкайской подсвите соответствует зона Nuculana (Sacella) chinaensis, Malletia armudanensis, Yoldia scapha, а также зона Tellina clivosa, Macoma calcarea и Nucula psjakauphensis, Liocyma fluctuosa, Cryptomya spp.

В северо-восточной части района в породах подсвиты найдены остатки фораминифер, отнесенных Н. А. Волошиновой к зонам Nonionella miocenica, Uvigerina carmeloensis, Streblus japonicus и Uvigerina группы asperula, Haplophragmoides impressus, Cribroelphidium rugosum. В разрезах с измененным фациальным составом подсвиты кроме аналогов указанных зон выделяются микрофаунистические зоны промежуточная и часть зоны Cassidulina laticamerata.

В юго-западной части зоны мощность подсвиты изменяется от 550—600 до 1500—2000 *м*.

Среднеокобыкайская и верхнеокобыкайская подсвиты составляют меньшую часть свиты и выделяются только на северо-востоке зоны. Средняя подсвита (пачка пластов VII—XII и ее аналоги) сложена главным образом песками и песчаниками серыми и желтовато-серыми от мелкозернистых до разнозернистых с примесью гравия, с прослоями темно-серых глин и алевролитов. Мощность подсвиты 150—350 *м*.

Верхняя подсвита включает песчаные пласты IV и V—VI и разделяющие их пачки темно-серых глин и алевролитов. Мощность подсвиты 200—400 *м*.

В направлении на север и восток в этих подсвитах увеличивается содержание глинистых пород и на п-ове Шмидта аналогами средней и верхней подсвит являются диатомовые глины маямрафской свиты.

В юго-западном направлении наблюдается иная картина — подсвиты замещаются преимущественно песчаными прибрежно-морскими и субконтинентальными отложениями.

В Эхабинском месторождении в подсвитах найдены остатки: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Thyasira bisecta* (Conrad), *Th. disjuncta* (Gabb.), var. *ochotica* L. Krisht., *Liocyma fluctuosa* (Gould.), *Macoma calcarea* (Chem.), *Tellina clivosa* Böehm., и др., отнесенные к зонам Thyasira bisecta, Macoma calcarea Nucula psjakauphensis, Liocyma fluctuosa, которым соответствуют микрофаунистическая зона промежуточная и нижняя подзона зоны Cassidulina laticamerata.

Окобыкайская свита входит в состав окобыкайского горизонта позднемиоценового возраста.

Нутовская свита. В прибрежной северо-восточной полосе Сахалина широко распространена мощная толща песчаных отложений, получив-

http://jurassic.ru/

шая название нутовской свиты. Наиболее полные разрезы свиты известны в крупных синклиналях: Поморской, Пильтун-Чайвинской и Озерской. Свита по составу делится на три подсвиты, которые в свою очередь расчленяются на пачки и горизонты.

Нижненутовская подсвита (эхабинские слои) наиболее типично представлена на месторождении Гиляко-Абунан, где она сложена чередующимися пластами серых, светло-серых и желтовато-серых мелко-, среднезернистых, реже разнозернистых песков с прослоями известковистых песчаников и пластами темно-серых глин и алевритов, тонко переслаивающихся между собой, а также плохо отсортированных глин. Мощность подсвиты до 1100 *м*.

В Паромайской антиклинальной зоне подсвите соответствует пачка песков и глин, в верхней части содержащих пласты лигнитов мощностью до 1400 *м*.

В северо-восточной части района подсвита содержит остатки фауны, позволяющие отнести ее к зоне Nucula psjakauphensis, Liocyma fluctuosa. В юго-западной части района ей соответствуют зоны Mactra polynyma, Mya arenaria, Serripes grönlandicus; верхние слои зон Venus securis, Mactra polynyma, Serripes grönlandicus и Arca devincta, Mactra densata, Corbicula adamensis.

Средненутовской и верхненутовской подсвитам в северной части Охинской зоны соответствуют пачка мелкозернистых песков и пачка разнозернистых песков мощностью до 1500 *м*.

В наиболее полных разрезах восточных крыльев Паромайской антиклинальной зоны в состав этих подсвит входят пачки грубозернистых песков, мелкозернистых песков и алевритов и плохо отсортированных разнозернистых песков общей мощностью не менее 2000 *м*.

В северной части Охинской зоны в этих отложениях найдены остатки фауны: *Arca (Anadara) devincta* (Conrad), *Pecten* sp., *Cardita* sp., *Corbicula* sp. sp., *Cardium californiense* Desh., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Venus (Chione) cerris* (Shum.), *Tellina lutea* Gray, *Mactra (Spisula) polynyma* Stimps. *M. (Pseudocardium) densata* (Conrad), *Mya arenaria* Linne, *Echinarachnius* sp. и др. Эти слои выделены в зону Mactra polynyma, Mya arenaria, Serripes grönlandicus.

В Паромайской антиклинальной зоне средней и верхней подсвитам соответствуют две зоны: 1) зона Pecten takahashii, Tellina lutea, Panope sp. sp. с фауной *Acila (Truncacila) castrensis* (Hinds), *Arca (Barbatia) kobetiana* Pilsbry, *Pecten (Fortipecten)* cf. *takahashii* Yok., *P. Pastinopecten)* cf. *subyessoensis* Yok., *Mytilus edulus* Linne, *Cardium californiense* Desh., *Venus (Chione) securis* (Schum.), *Tellina lutea* Gray, *Mactra (Pseudocardium) densata* (Conrad), *M. (Spisula) polynyma* Stimps., *Mya arenaria* Linne, *Panope simotomensis* Otuca, *Echinarachnius parma* (Lam.) и др. и 2) зона Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis, Mactra polynyma, Serripes grönlandicus, Mya arenaria с фауной *Nuculana* spp., *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Y. (Cnesterium) scissurata* Dall, *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Cardium californiense* Desh., *Thyasira bisecta* (Conrad), *Liocyma fluctuosa* (Gould.), *Macoma nasuta* (Conrad), *Mactra (Spisula) polynyma* Stimps., *Mya arenaria* Linne, *Siliqua costata* Say., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Echinorachnius parma* (Lam.) и др.

На основании палеонтологических данных и предположений о трансгрессивном залегании на нижележащих отложениях средняя и верхняя подсвиты относятся к помырскому горизонту.

http://jurassic.ru/

Полуостров Шмидта

Наиболее древними из неогеновых отложений п-ова Шмидта являются нижнемиоценовые угленосные слои, обнаженные в его западной части, у мыса Марии. Первым геологом, осветившим стратиграфию неогеновых отложений полуострова был Н. Н. Тихонович (1908 г.). Н. Н. Тихоновичем было установлено, что нижнемиоценовые образования несогласно залегают на меловых, а отложения, залегающие стратиграфически выше расчленены на шесть толщ различного состава и фауны. Также был сделан важный вывод о том, что разрез северного побережья имеет своих аналогов на северо-западном и отложения, развитые по западному побережью между устьями рек Конги и Туми, являются более древними, чем породы, обнаженные между устьями рек Пиль и Водопадная.

В дальнейшем в изучении неогеновых отложений п-ова Шмидта приняли участие П. И. Полевой (1929 г), И. П. Хоменко (1931—1933 гг.), А. И. Косыгин (1925 г.), Е. М. Смехов (1933—1934 гг.), О. И. Бунин (1936 г.), Ф. Г. Лаутеншлегер (1935—1936 гг.), Н. А. Волошинова (1936 г.), И. И. Ратновский (1951—1953 гг.), И. Н. Кузина (1953 г.), Н. Б. Вассоевич (1958—1959 гг.), И. М. Петухов (1960 г.), В. П. Мытарев (1966 г.), Г. С. Ведерников (1965—1967 гг.).

П. И. Полевой впервые указал на нефтеносность пильской свиты, в породах которой им были выделены нефтеносные песчаники. И. П. Хоменко является первым исследователем, который детально изучил стратиграфию п-ова Шмидта и содержащуюся в неогеновых отложениях фауну. Им также была сделана попытка сопоставить разрез неогеновых отложений п-ова Шмидта с разрезом Охинского района.

В первых работах Е. М. Смехова была дана правильная параллелизация пильской свиты северного и западного побережий, а диатомовая свита была сопоставлена с маямрафской. Однако затем Е. М. Смехов присоединился к мнению Н. С. Ерофеева, ошибочно выделившего кремнистые опоки пильской свиты у оз. Мачигар в свиту ахспири плиоценового возраста.

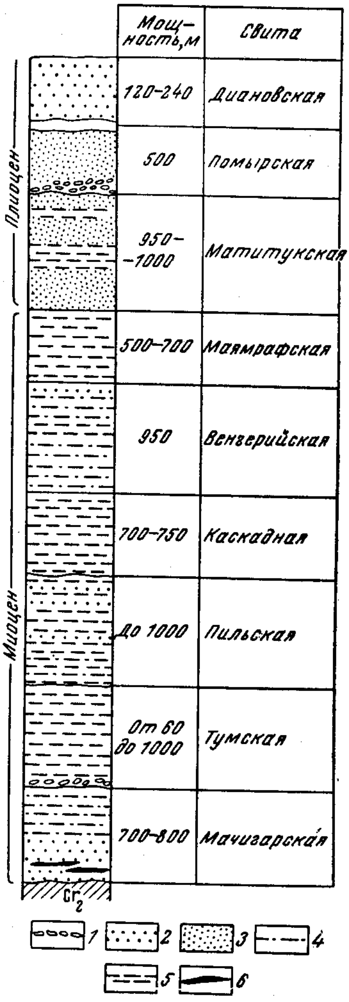


Рис. 39. Стратиграфический разрез неогеновых отложений полуострова Шмидта

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — пески; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты и глины; *6* — уголь

Исследования последних лет приблизили нас к тем представлениям о стратиграфической последовательности неогеновых отложений полуострова, которые были высказаны Н. Н. Тихоновичем.

Несмотря на литологическое и палеонтологическое сходство отложений, развитых по северному, западному и восточному побережьям п-ова Шмидта, до 1951 г. для этой территории не было единой стратиграфической схемы (рис. 39).

http://jurassic.ru/

Как установлено теперь, в основании неогеновых отложений п-ова Шмидта залегает мачигарская свита, перекрывающая трансгрессивно верхнемеловые образования (см. рис. 29).

Мачигарская свита наиболее типично представлена по северному побережью полуострова. Кроме того, породы свиты встречены в районе р. Водопадной и горы Эспенберг по западному побережью, а также в верховьях рек Аэродромовской, Валовской, по рекам М. Лонги и Нохги.

По литологическому составу и характерным комплексам фауны мачигарская свита расчленяется на три части. В основании свиты лежат преобладающие мелко- и среднезернистые крепкие, иногда рыхлые, косослоистые песчаники с обильным обуглившимся растительным детритом и мелкими обломками каменного угля и галькой преимущественно эффузивных пород и песчаников. Подчиненное значение имеют темно-зеленовато-серые песчаные глины, также с гальками эффузивных пород, и редкие прослои мощностью от 0,15 до 1 *м* сильно рассланцованного каменного угля. В основании угленосных слоев отмечается пласт светло-зеленоватой туффитовой микробрекчии мощностью около 4,5 *м*, с пелитовой основной массой, в которой рассеяны зерна минералов и мелкие галечки эффузивных пород и вулканических туфов, с прослоями светло-серых известковистых туффитов. Общая мощность этих слоев более 20 *м*. В них найдены определенные А. И. Поярковой остатки растений *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Thuites Ehrenswardii* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Betula* cf. *elliptica* Newb., *B.* cf. *angustifolia* Newb., *Corylus macquarrii* (Forbes) Heer и др. Здесь же были встречены моллюски: *Mytilus mathewsonii* Gabb, *Corbicula sachalinensis* (Slod.), *Saxicava* sp., *Cerithiopsis quadrimonilocosta* Khom., *Turritella* sp., а также фораминиферы: *Cribrononion lautenschlägeri* (Volosh.), *Melonia* sp., *Cribroelphidium* sp., *Elphidiella orientalis* Volosh.

Возраст этих слоев, получивших название угленосных, определяется как ранний миоцен.

Средняя часть свиты обнажается по рекам М. Лонги, Нохги, Водопадной. Она представлена преимущественно темно-зеленовато-серыми песчаными неслоистыми уплотненными глинами с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых слабо сцементированных песчаников и плотных серых известковистых песчаников. Характерным для описываемой части свиты является наличие прослоев и линз темно-серых конгломератовидных песчаников и массовое скопление известковистых конкреций и гальки, среди которых встречаются и угловатые гальки каменного угля.

Среди разнообразной и богатой видами фауны в средней части свиты наиболее обильными являются: *Nucula ventricosa* Hirase, *Yoldia (Kallayoldia) matschigarica* L. Krisht., *Y. nitida* Slod., *Y. caudata* Khom., *Pecten matchgarensis* Mak., *Pododesmus schmidti* L. Krisht., *Mytilus mathewsonii* Gabb, *Modiolus (Brachydontes) matchgarensis* Mak., *Cardita matschigarica* Khom., *Cardium kinsimarae* Mak., *C. matchgarensis* Mak., *C. asagaiense* Mak., *Nemocardium iwakiense* Mak., *Papyridea matschigarica* Khom., *P. harrimani* Dall, *Saxidomus* cf. *vaquverosensis* Arnold, *Liocyma furtiva* Yok., *Macoma* ex gr. *asagaiensis* Mak., *Mactra (Pseudocardium) matschigarica* L. Krisht., *Mya grewingki* Mak., *Thracia schmidti* L. Krisht., *Neptunea (Ancistrolepis) matchgarensis* Mak., *Turritella tokunagai* Yok., *T.* ex gr. *blaceleyensis* (Weaver), *Psephaea weaveri* Tegland и др.

Мощность средней части мачигарской свиты не превышает 350 *м*.

http://jurassic.ru/

Верхняя часть мачигарской свиты, обнажающаяся по р. Валовской, сложена темно-зеленовато-серыми аргиллитоподобными песчаными, алевритовыми и алевритистыми глинами, с рассеянной галькой эффузивных и других пород, с обуглившимся растительным детритом и мелкими угловатыми включениями каменного угля, а также с редкими прослоями темно-зеленовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников. В верхних горизонтах наблюдаются редкие прослои часто чередующихся мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев. Для этой части свиты характерны карбонатные конкреции, располагающиеся параллельно напластованию пород и имеющих диаметр от нескольких сантиметров до 2—3 *м*.

Условно к верхней части мачигарской свиты относятся развитые в нижнем течении р. Водопадной андезиты и базальты с прослоями туфобрекчий и пластом окремненной породы, заключающей моллюски; *Palliolum (Delectopecten) schmidti* L. Krisht., *Cardita* cf. *matschigarica* Khom., *Mytilus* sp., *Liocyma furtiva* Yok.

Среди фауны моллюсков верхней части свиты особенно обильны *Nucula tumiensis* Laut., *Yoldia caudata* Khom., *Y. nitida* Slod., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb, *Modiolus (Brachydontes) matchgarensis* Mak., *Cardita tokunagai* Yok., *Phacoides acutilineata* Conr., *Thyasira bisecta* Conr., *Cardium matchgarense* Mak., *C. kinsimarae* Mak., *Laevicardium* cf. *tumiensis* L. Krisht., *Liocyma furtiva* (Yok.), *Macoma sejugata* (Yok.), *M. asagaiensis* Mak., *Mya grewingki* Mak., *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok., *Neptunea (Ancistrolepis) clarki* Tegland, *N. (Ancistrolepis) matchgarense* Mak., *Turritella tokunagai* Yok., *Calyptrea mammilaris* Brod, *Cerithiopsis* sp. и др.

Из этой же части свиты Н. А. Волошинова указывает: *Cribrononion* aff. *lautenschilägeri* Volosh., *Rhabdammina* sp., *Reophax* cf. *tappuensis* Asano, *Haplophragmoides asagaiensis* Asano, *H. laevigatus* Volosh., *H. dentatus* Volosh., *H. puchlensis* Volosh., *Ammomarginulina pseudorugosa* Volosh. и др.

Мощность верхней части свиты не превышает 450 *м*. Общая мощность мачигарской свиты достигает 700—800 *м*. Возраст мачигарской свиты определяется как раннемиоценовый.

С временем образования мачигарской свиты на п-ове Шмидта и в других районах Сахалина связывается начало крупной трансгрессии. Большая часть свиты на п-ове Шмидта образовалась в прибрежно-морской обстановке, в литоральной и сублиторальной зонах открытого морского бассейна нормальной солености.

Тумская свита обычно образует постепенные переходы с мачигарской свитой, но иногда, например в районах горных групп Эспенберг и Три Брата, она залегает на нижележащих образованиях трансгрессивно. Свита широко распространена на северо-западе п-ова Шмидта, где впервые и была выделена Е. М. Смеховым. Н. С. Ерофеев эту свиту назвал свитой Конги-Туми. В отличие от представлений последнего в тумскую свиту нами включается и часть осадочных образований, которые ранее включались в мачигарскую свиту как верхний ее отдел. Наиболее полно разрез свиты представлен на северном побережье, к западу от оз. Мачигар, и по западному побережью, между устьями рек Конги и Туми. В районе гор Три Брата в основании свиты залегает мощная пачка конгломератов, галька в которых представлена эффузивами и песчаниками нижележащих меловых отложений. Маломощная пачка конгломератов с галькой преимущественно эффузивных пород встречена в основании свиты по р. Водопадной.

http://jurassic.ru/

Тумская свита сложена чередующимися пачками светло-серых опоковидных алевритовых аргиллитов (пласты мощностью до 50 *см*) и редкими прослоями песчано-алевритистых глин (до 15 *см*).

Нижняя часть свиты представлена частым, нередко ритмичным чередованием темно-серых, отчетливо слоистых, в выветрелом состоянии светлых, плотных опоковидных алевритовых и алевритистых аргиллитов и более тонких прослоев серых, в различной степени окремненных глин, с пачками неслоистых оскольчатых опоковидных алевритистых аргиллитов. Аргиллиты и глины тумской свиты отличаются от аналогичных пород других свит плохой сортировкой обломочного материала. В породах этой части свиты встречаются многочисленные карбонатные конкреции, рассеянная галька, фукоиды.

Верхняя часть свиты сложена преобладающими в разрезе темно-серыми, в выветрелом состоянии светло-серыми, неслоистыми или неяснослоистыми опоковидными алевритистыми аргиллитами и аналогичными слоистыми аргиллитами, ритмично чередующимися с тонкими пропластками окремненных глин, с мелкими карбонатными конкрециями. Для свиты характерно наличие многочисленных пропластков светлого жирного кила.

Наибольшая мощность тумской свиты около 1000 *м*, но на западном побережье она сокращается до 55—60 *м*.

Характерным комплексом фауны является: *Nucula schmidti* L. Krisht., *Nuculana tumiensis* Laut., *N. pennula* Yok., *Yoldia* cf. *caudata* Khom., *Y.* cf. *nitida* Slod., *Malletia* sp., *Palliolum (Delectopecten) peckhami* Gabb, *Cardita tokunagai* Yok., *Thyasira sachalinensis* L. Krisht., *Laevicardium tumiensis* L. Krisht., *Macoma sejugata* (Yok.), *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok., *Cuspidaria (Cardiomya) tigilensis* Slod, var. *nampiensis* Laut., *Turritella sinitzini* Khom., *Brachiopoda*. Н. А. Волошинова для тумской свиты приводит типичный комплекс фораминифер: *Reophax* cf. *tappuensis* Asano, *Haplophragmoides dentatus* Volosh., *H. laminatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *H. carinatus* Cushm., et Renz, *Recurvoides desertus* Volosh., *Ammomarginulla* aff. *rugosa* Volosh., *Cyclammina incisa* (Stache).

Л. В. Криштофович и И. Н. Кузина время образования осадков тумской свиты определяют как раннемиоценовое.

Тумское время характеризуется продолжающейся трансгрессией моря; значительно сокращаются области размыва.

Пильская свита согласно залегает на тумской, а иногда и трансгрессивно на верхнемеловых образованиях (р. Орлиная, гора Эспенберг, р. Троптун). Наиболее полно свита представлена в береговых обрывах западного побережья между мысом Горнера и устьем р. Пиль, по р. Пиль и в районе р. Троптун. Кроме того, полный разрез свиты обнажен по восточному побережью, севернее оз. Хейтон. Только нижние горизонты свиты обнажены по северному побережью и в центральной депрессии полуострова.

Ранее пильская свита именовалась верхнепильской свитой (Е. М. Смехов) и свитой Танак-Лонги (Н. С. Ерофеев, О. И. Бунин и др.).

Состав пильской свиты на всей территории п-ова Шмидта более или менее однообразен, лишь в восточных районах полуострова становится более тонкозернистым. Свита сложена чередующимися прослоями тонкослоистых коричневато-серых кремнисто-глинистых, глинистых и опоковидных сланцев с прослоями светло-серых мелко- и среднезернистых глыбовых полимиктовых песчаников, из которых четыре более мощных прослоя относятся к верхней половине свиты. К верхним горизонтам глыбовых песчаников приурочено скопление беспорядочно рас-

http://jurassic.ru/

сеянных шаровых песчаных конкреций и прослои серых глин мощностью до 5—10 *см*. Для нижней части свиты характерно присутствие прослоев глауконитовых песчаников, пласта желвакообразных фосфоритов с глауконитовым цементом (до 1,5 *м*) и прослоев тонкослоистых серо-желтых глинистых сланцев с многочисленными фосфоритовыми желваками. Часто наблюдаются крупные (до 3 *м*) караваеобразные и шаровые конкреции и «дайки» песчаников, образовавшиеся, вероятно, в результате заполнения трещин, возможно возникших при землетрясении, песком во время накопления пильской свиты. Прослои и кластические дайки пильской свиты содержат обильные нефтепроявления в виде капельно-жидкой нефти, окисленной нефти и интенсивного запаха керосина. Встреченные в свите фосфориты представляют значительный интерес. К востоку в составе свиты увеличиваются количество и мощность прослоев кремнисто-глинистых сланцев. Мощность пильской свиты до 1000 *м*.

В свите встречена фауна, из которой наиболее типичными для нее являются: *Acila (Truncacila) eximia* Yok., *A. (Acila)* ex gr. *divaricata* Hinds, *Nuculana schmidti* L. Krisht., *N. (Sacella) crassatelloides* Laut., *N. (Borissia) pilvoenica* Laut., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia multidentata* Khom., *Y. tokunagai* Yok., *Malletia schongiensis* Laut., *Lima (Acesta) sakhalinensis* Slod., *Palloilum (Delectopecten) pedroanus (Trask)* var. *peckhami* Gabb, *Cardita pilvoensis* Khom., *Phacoides acutilineata* Conr., *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. Krisht., *Solemya tokunagal* Yok. и крупные морские млекопитающие.

Н. А. Волошинова для пильской свиты приводит следующий список фораминифер: *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. dentatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *H. carinatus* Cushman et Renz, *H.* aff. *latidorsatus* (Bornemann), *Cyclammina pacifica* Beck, *C. khomenkoi* Volosh., *Rhabdammina aspera* Volosh., *Recurvoides desertus* Volosh., *Ammomarginulina troptunensis* Volosh., *Textularia* cf. *carinata* Cushm., *Buliminella subfusiformis* Cushm. et Laiming, *Virgulina ishikiensis* Asano, *Uvigerina kernensis* Barbat et Estorff, *Cassidulina cushmani* Stewart и др.

Возраст пильской свиты большинством исследователей определяется как среднемиоценовый. В основу определения возраста берутся появление и расцвет таких форм моллюсков, как *Nuculana schmidti* L. Krisht., *N. pennula* Yok., *N. crassatelloides* Laut., *N. (Borissia) alferovi* Slod., *Yoldia tokunagai* Yok., *Malletia inermis* Yok., *Palliolum (Delectopecten) pedroanus* (Trask.) и др.

Период образования пильской свиты характеризуется продолжавшейся трансгрессией, захватившей к концу пильского времени почти всю территорию п-ова Шмидта. Острова сохранились лишь в районе горной группы Эспенберг и на крайнем северо-востоке полуострова.

Каскадная свита, по-видимому, согласно залегает на пильской свите, хотя в ее основании встречаются угловато-окатанные обломки пород пильской свиты.

Наиболее полно свита представлена на западном побережье п-ова Шмидта, к югу от устья р. Пиль, и по р. Троптун, в крыльях Троптунской антиклинали. Незначительные выходы каскадной свиты отмечены к северу от оз. Хейтон — на восточном побережье полуострова. По составу свита весьма однообразна. Она представлена темно-серыми крупнооскольчатыми массивно-слоистыми алевритовыми глинами, редко заключающими мелкую рассеянную гальку, обуглившийся растительный детрит, а также крупные (до 3 *м*) и мелкие караваеобразные известково-мергелистые конкреции. В крупнооскольчатых глинах наблюдаются тонкие (до 5 *см*) прослои темно-серых тонкослоистых мягких глин и

15 Зак. 336

http://jurassic.ru/

прослои светло-серых алевролитов. Редко встречаются кластические дайки.

В районе оз. Хейтон свита (по Н. С. Ерофееву, хейтонская свита) сложена более грубообломочными породами: темно-серыми остроугольно-мелкооскольчатыми глинами с линзовидными прослойками мелкозернистых, часто ожелезненных песчаников. Мощность каскадной свиты не более 700—750 *м*.

Наиболее типичной фауной для свиты является: *Acila (Acila)* cf. *divaricata* (Hinds), *Nuculana (Borissia) pilvoenica* Laut., *Yoldia tokunagai* Yok., *Y. scapha* Yok., *Lima goliath* Smith., *L. (Limatula) kovatschensis* Ilyina, *Cardita pilvoensis* (Khom.), *Phacoides (Lucinoma) acutilineatus* Conrad, *Tapes elongata* Khom., *Solemya dalli* Clark, *Laternula (Aelga) pilensis* Slod., *Dentalium derectum* Khom., *D. magnificum* Khom. Н. А. Волошинова для каскадной свиты приводит список фораминифер: *Hyperammina problematica* Volosh., *Cyclammina praecancellata* Volosh., *Listerella communis* (d'Orb.), *Eponides keenani* Cush. et Kleinpell, *Valvulineria araucana* (d'Orb.) *Rulvinulinella pacifera* Cush., *Globigerina* ex gr. *bulloides* (d'Orb.), *Cibicides lobicides lobatulus* (Walker) var. *ornata* Cush.

Возраст каскадной свиты определяется как среднемиоценовый.

В каскадное время море вновь трансгрессировало на территорию полуострова. Осадки нижней половины свиты образовались примерно в таких же условиях, какие существовали в начале пильского времени. Присутствие в породах каскадной свиты морских ежей указывает на нормальную соленость морского бассейна. Литологический состав и фауна каскадной свиты свидетельствует об относительно глубоководных условиях, существовавших во время ее образования. Наличие в глинах восточного побережья прослоев песчаников говорит о, возможно, более мелководных условиях образования свиты в этом районе.

Венгерийская свита согласно, с постепенным переходом залегает на каскадной свите. На западном побережье п-ова Шмидта свита обнажается в береговом обрыве к северу от мыса Маям-Раф. Кроме того, она слагает западное крыло крупной антиклинальной структуры, протягивающейся от мыса Марии до р. Троптун.

От нижележащих отложений породы венгерийской свиты отличаются более грубообломочным составом и значительным содержанием слюды. Свита представлена серыми и темно-серыми неяснослоистыми алевритовыми мелкооскольчатыми слоистыми глинами. Вверх по разрезу в глинах увеличивается содержание алевритового и песчаного материала и они постепенно переходят в песчанистые алевролиты. Последние преимущественным развитием пользуются в средней части свиты. Очень редко встречаются маломощные прослои серых слабо сцементированных мелкозернистых песчаников; характерно наличие мелких (до 0,5 *м*), реже крупных (до 3 *м*), шаровых известково-мергелистых и песчано-известковистых конкреций. Мощность венгерийской свиты 950 *м*.

В породах свиты и в конкрециях найдена многочисленная и богатая видами фауна, из которой наиболее характерны: *Acila divaricata* (Hinds) var. *vengeriana* Laut., *Yoldia vengeriana* Laut., *Nuculana (Sacella) chechalinensis (Weaver), Pecten (Lyropecten) mironovi* Khom., *Thyasira disjuncta* Stew. var. *ochotica* L. Krisht., *Panope intermedia* (Khom.), *Neptunea despecta L.* var. *vengeriana* Kogan и др. Н. А. Волошинова для свиты отмечает наиболее многочисленные фораминиферы: *Uvigerina peregrina* Cush., *Valvulineria* sp., *Haplophragmoides carinatus* Cush. et Renz, *Ammomarginullina plana* Volosh., *A. rugosa* Volosh., *Nonionella* sp., *Globobulimina pacifica* Cush., *Cassidulina* cf. *excavata* Volosh. и др.

http://jurassic.ru/

Возраст венгерийской свиты определяется как начало позднего миоцена.

Условия существования морского бассейна венгерийского времени были близкими с условиями каскадного, но бассейн был более мелководным. Видимо, с началом венгерийского времени связана регрессия. К концу его произошло уже заметное обмеление, исчезли глубоководные формы фораминифер, увеличилась песчанистость осадков. Соленость венгерийского позднемиоценового морского бассейна была нормальной или близкой к ней.

Маямрафская свита согласно и с постепенным переходом залегает на венгерийской свите. Она слагает на западном побережье п-ова Шмидта береговой разрез у мыса Маям-Раф, обнажается в пределах южной периклинали Западной антиклинали и, предположительно, выполняет депрессию в его центральной части. В центральной депрессии этим отложениям ранее было присвоено наименование диатомовой свиты, возраст которой определялся как плиоценовый на основании комплекса фауны, встреченного в песчаниках, относимых к ее низам (Ратновский и Кузина, 1954).

Однако более детальные исследования, проведенные в 1961 г. в северной части п-ова Шмидта И. М. Петуховым, позволяют предполагать, что эти песчаники являются более молодыми и относятся к диановской свите.

Маямрафская свита сложена серыми, светло-серыми крупнокускoватыми опоковидными алевритовыми глинами с подчиненными им прослоями глинистых, алевритистых и «чистых» диатомитов. При выветривании глины приобретают почти белую окраску, становятся маркими и легкими, превращаясь в глинистую опоку. В глинах содержатся обуглившиеся растительные остатки и мелкая галька. Самые верхние горизонты свиты представлены переслаиванием серых неяснослоистых тонкопесчаных глин с мелкой рассеянной по породе галькой серых и желтовато-серых мелкозернистых песков и песчаников, иногда известковистых. В кровле свиты встречен пласт светло-серого кварцевого гравийного песчаника.

Мощность маямрафской свиты около 500—700 *м* по западному побережью полуострова.

В песчаниках и глинах маямрафской свиты обнаружены остатки моллюсков: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Y. vengeriana* Laut., *Cardita* ex gr. *ferruginea* Adams, *Thyasira disjuncta* (Gabb) var. *ochotica* L. Krisht., *Serripes grönlandicus* (Brug.), *Liocyma beckii* Dall, *Macoma calcarea* (Chem.), *Solemya tokunagai* Yok., *Panope intermedia* Slod.; Н. А. Волошиновой в свите обнаружены остатки фораминифер: *Ammodiscus tenuis* Brady, *Haplophragmoides carinatus* Cushm. et Renz, *H. impressus* Volosh., *Cyclammina praecancellata* Volosh., *Epistominella* cf. *bradyana* Cushm., *Cribroelphidium vulgare* Volosh., *Cassidulina miocenica* (Volosh. et Borovl.), *C. californica* (Cushm.) и др. Из диатомовых водорослей наиболее часто встречаются, по определению М. М. Забелиной, *Thalassiosira decipicus* (Grün.) Joerg., *Paxidicula weyprechtii* Grün., *Stephanopsis turris* var. *cylindrus* Grün., *Melosira sulcata* var. *diseriata* Grün., *M., sulcata radiata* Grün. и др.

В маямрафское время продолжалось обмеление бассейна, начавшееся в венгерийское время. Осадкообразование происходило, вероятно, в довольно обширных лагунах, имевших связь с открытым морем, в заливах и бухтах с низменными берегами. Соленость воды была почти нормальной, несмотря на приток пресных вод, выносивших в бассейн

http://jurassic.ru/

огромное количество кремнистой кислоты, обусловившей пышный расцвет диатомовых водорослей.

Матитукская свита, как уже говорилось выше, согласно залегает на маямрафской свите. Она обнажается на западном побережье, между реками Мать и Туки, и по восточному берегу, в районе залива Тропто.

По литологическим признакам свиту делят на три части. Нижняя часть как на западном побережье, так и на восточном сложена преимущественно серыми, светло-зеленовато-серыми, с поверхности выветривания бурыми, средне-мелкозернистыми песками с тонкими прослоями темно-серых, голубовато-серых пластичных глин и редкими прослоями темно-серых, иногда с синеватым оттенком, мелкозернистых глинистых песчаников, которые в кровле этой части разреза часто переслаиваются с песками. Иногда в песках наблюдаются отчетливая слоистость и по плоскостям напластования многочисленные чешуйки светлой слюды. В верхних слоях нижней части встречаются валуны магматических пород и кварцитов, достигающих 30—35 *см* в поперечнике. Средняя часть представлена преимущественно темно-серыми пластичными, реже песчаными тонкослоистыми глинами с пропластками тонкозернистых песков и песчаников и выше по разрезу с прослоями мелкозернистых слюдистых песков. Верхняя часть свиты характеризуется преобладанием мелкозернистых и среднезернистых песков, часто ожелезненных, слюдистых, желтовато-серой и зеленовато-серой окраски с редкими прослоями и пластами темно-серых неяснослоистых глин мощностью до 15 *м*, с тонкими пропластками песка и прослоями мелкого галечника мощностью до 0,15—0,30 *м*. Общая мощность матитукской свиты 950—1000 *м*.

В свите найдена фауна: *Nucula* cf. *psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Macoma* sp.

Залегание свиты между палеонтологически охарактеризованными верхнемиоценовыми и верхнеплиоценовыми отложениями, а также ее литологическое и фациальное сходство с нутовской свитой северо-восточного побережья Сахалина плиоценового возраста позволяет время образования этой свиты условно считать ранне-среднеплиоценовым.

В матитукское время продолжалось обмеление морского бассейна. Накопление осадков этой свиты происходило, видимо, в прибрежно-морской и лагунной обстановках.

Помырская свита является верхним членом разреза неогеновых отложений п-ова Шмидта. Свита трансгрессивно залегает на матитукской и более древних свитах. Она обнажена по западному побережью перешейка полуострова и в виде небольшого участка в районе восточного берега залива Куэгда.

Помырская свита представлена преимущественно светло-серыми и желтовато-серыми мелкозернистыми тонкослоистыми, иногда косослоистыми песками. По плоскостям наслоения песков отмечается обильное скопление чешуек светлой слюды. Редко в разрезе наблюдаются прослои среднезернистых песков с мелкими линзочками глинистых пород, а также прослои гравийных и крупнозернистых песков, стяжения бурого железняка и мелкая рассеянная галька. В верхней части свиты имеются прослои неслоистых песчаных глин (до 2—10 *м*), содержащих обуглившиеся растительные остатки и прослои лигнитов. Нижние 125 метров свиты сложены темно-серыми рыхлыми песчаными слюдистыми глинами с обильной фауной.

В основании помырской свиты залегает пачка мощностью до 30 *м* валунно-галечного конгломерата, переслаивающегося с прослоями песка и известковистого песчаника. Валуны и галька конгломерата представлены кремнистыми, глинистыми и глауконит-фосфатовыми по-

http://jurassic.ru/

родами. В гальке были обнаружены отпечатки *Palliolum peckhami*, а также найдена окатанная *Thyasira disjuncta*. Подчиненное положение в конгломератах занимают гальки эффузивных пород. Пески и песчаники плохо отсортированы, содержат обломки обуглившейся древесины. В этой пачке была встречена обильная и разнообразная фауна моллюсков: *Acila (Truncacila) cobboldiae* Sow., *Pecten yessoensis* Jay., *P. (Swiftopecten) swiftii* Bern., *P. (Swiftopecten) swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *P. (Fortipecten) takahashii* Yok., *Mytilus (Mytiloconcha)* ex gr. *coalingensis* Arn., *Cardita ferruginea* Adams, *Natica janthostoma* Desh, *Echinarachnius* sp. и др.

Здесь же были обнаружены фораминиферы: *Lagena sulcata* Cush. *Eutosolenia marginata* (Walker), *Polymorphyna charlotensis* Cush., *Eponides ornatus* (Orb.), *Cibicides refulgens* (Montfort), *C. fletcheri* Galloway et Wissler, *C.* ex gr. *lobatulus* (Walker et Jacob), *Elphidium mironovi* Volosh., *E. hannai* Cush. et Grant. *E. articulatum rugosula* (Cush. et Hughes), *Cassidulina limbata* Cush. et Hughes, *C. yabei* Asano et Nacamura и др.

Возраст свиты определяется как средний и поздний плиоцен. Видимая мощность помырской свиты около 500 *м*.

В конце матитукского времени, вероятно, отдельные участки п-ова Шмидта были выведены на дневную поверхность. Трансгрессия моря, начавшаяся в верхнем плиоцене, размывала различные по возрасту подстилающие отложения по пильскую свиту включительно, галька пород которой и была обнаружена в конгломератах помырской свиты. Осадки помырского времени образовались в условиях мелководного прибрежно-морского бассейна. В конце этого времени отмечается регрессия моря.

МИКРОФАУНА НЕОГЕНА

Неогеновые отложения Сахалина бедны остатками микрофауны. Наиболее часто встречаются фораминиферы, но и они распределены далеко не равномерно. Наибольшее их количество приурочено к относительно глубоководным, глинистым и алевритовым осадкам открытого моря, тогда как в преимущественно песчано-алевритовых толщах лагунно-континентальных образований они содержатся только в редких маломощных прослоях. Но и в лучших случаях, например в низах окобыкайской свиты восточного побережья Сахалина, так называемое «фораминиферовое число», т. е. количество раковин на 1 *г* сухой породы, достигает всего лишь 10—15, большей же частью не превышает 3—5 *. Такое скудное содержание фораминифер в породе привело к необходимости исследовать большую ее навеску (150—200 *г*), для того чтобы получить достаточное количество раковин для выявления характерных комплексов **.

Малое содержание фораминифер в породах неогена Сахалина объясняется, по-видимому, рядом причин. Наиболее существенной из них является быстрый снос и быстрое накопление в неогене мощных толщ терригенных осадков, в которых органические ископаемые остатки занимают ничтожный процент. В ряде случаев, по-видимому имеет место растворение известковых раковин фораминифер во время начальной окислительной фации диагенеза осадков. Об этом свидетельствует

* «Фораминиферовое число» в карбонатных осадках может достигать нескольких тысяч.

** Приводимые в статье количественные данные относятся именно к такому объему породы.

http://jurassic.ru/

в некоторых случаях полное отсутствие известковых раковин при наличии значительных количеств агглютинированных песчаных или, как, например, в низах окобыкайской свиты Охинского района, значительное количество пиритовых ядер увигерин и глобигерин без каких-либо признаков их известковых скелетов.

Радиолярии в неогеновых отложениях Сахалина встречаются преимущественно в породах среднего и верхнего миоцена на очень ограниченной площади — на п-ове Шмидта и в Охинско-Эхабинском районе (Козлова, 1960) — в районах наиболее глубоководных осадков. По данным М. И. Мандельштама (1957), еще более ограниченно распространение остракод, в более или менее значительном количестве встреченных лишь в помырской свите п-ова Шмидта, в нутовской свите района Нутово на восточном побережье острова и в окобыкайской свите района Катангли.

Неогеновые комплексы фораминифер по экологическому облику довольно разнообразны. Они характеризуют различные обстановки осадконакопления — от заболоченных, временами затопляемых приморских равнин (маршей) до батиали (по-видимому, верхней части материкового склона). Фораминиферы как неогена, так и палеогена Сахалина представлены почти исключительно бентосом. Планктон в небольшом количестве встречается лишь в миоцене п-ова Шмидта и в верхнем миоцене и нижнем плиоцене восточного побережья северной части острова, где находки его имеют скорее случайный характер.

Ниже приводится краткая характеристика распространения фораминифер по горизонтам в соответствии с унифицированной схемой 1959 г. (Решения..., 1961).

Мачигарский и нижняя часть холмского горизонта. Мачигарский горизонт является одним из основных коррелятивов для стратиграфии неогеновых отложений Сахалина по комплексу моллюсков (слои с *Papyridae matschigarica* Khomenko) (Кузина и Ратновский, 1956; Л. Криштофович, 1964).

Состав фораминифер как в мачигарском, так и в нижней части холмского горизонта очень сходен. Различия заключаются главным образом в палеоэкологическом облике комплексов. Мачигарский горизонт представлен большей частью мелководными морскими фациями, а холмский — более глубоководными. Фораминиферы этих горизонтов детально изучены по разрезам мачигарской и туманской свит, обнажающихся на северном побережье п-ова Шмидта, особенно благодаря сборам Н. Б. Вассоевича.

В нижней части мачигарской свиты, представленной пачкой угленосных слоев, содержится комплекс фораминифер, по родовому составу типичный для ваттов и маршей современных побережий океанов. Такие комплексы на Сахалине встречаются в угленосных осадках, начиная с палеогеновой нижнедуйской свиты и кончая плиоценовой нутовской свитой в местах распространения лигнитов. Для этих отложений характерны представители родов: *Miliammina, Trochammina* (или часто *Arenoparrella*), иногда *Ammoastuta*. Тонкостенные пластинчатые раковинки представителей этих родов часто деформируются в ископаемом состоянии, вследствие чего определение их до вида в ряде случаев затруднено, а определение возраста содержащих их слоев в значительной мере субъективно.

Нижняя часть мачигарской свиты выше угленосных слоев мощностью около 30 *м* содержит также очень мелководный по облику (лагунного типа) комплекс фораминифер, состоящий из *Cribroelphdium yumotoense* (Asano) и немногих эндемичных видов из семейства Nonionidae. В остальной части мачигарской свиты, представленной алевроли-

http://jurassic.ru/

товыми глинами с известковистыми конкрециями, с прослоями песчаников, содержащих *Papyridea matschigarica* Khom. и *Cardita matschigarica* Khom., а также в залегающих выше алевролитах с *Yoldia caudata* Khom. и *Laternula* (Aelga) *beschoensis* (Yokl) содержится однообразный по составу, но сравнительно многочисленный по числу экземпляров комплекс фораминифер. Здесь встречены преимущественно фораминиферы с агглютинированным песчаным скелетом: *Reophax tappuensis* Asano, группа видов *Haplophragmoides laminatus* Vol., *Budashevella (-Circus) multicamerata* (Vol.), *Ammomarginulina matschigarica* Vol., единичные эндемичные *Eggerella* и *Ammodiscus*. В некоторых образцах пород и в конкрециях встречены фораминиферы с известковым скелетом: палеогеновые *Quinqueloculina imperialis* Hanna et Hanna, *Melonis shimokiensis* (Asano), *Elphidiella subcarinata* (Vol.), *Cassidulina curvicamerata* Vol. Все эти виды, за очень немногими исключениями, переходят в выше залегающие породы тумской свиты. Помимо этого, в тумской свите появляется ряд видов, неизвестных в мачигарской, указывающих в основном на постепенное углубление бассейна. Так, сначала появляются единичные *Cyclammina pacifica* Beck. (вид, широко распространенный в палеогене Тихоокеанского бассейна), совместно с ним *Haplophragmoides carinatus* Cushman et Renz, в верхах свиты — *Rhabdammina aspera* Vol.

Известковистые конкреции тумской свиты в ряде случаев содержат довольно многочисленные фораминиферы с известковым скелетом, относящиеся преимущественно к семейству Elphidiidae (различные виды *Cribroeiphidium, Elphidiella, Porosorotalia),* Buliminidae *(Buliminella, Cassidulina)*. По своему экологическому облику эти комплексы имеют значительно более мелководный облик и вполне возможно, что являются «перемещенными» из более мелководной части бассейна.

Как по литологическому составу (кремнистые алевролиты, глины и аргиллиты), так и по фауне глубоководных моллюсков, содержащей представителей *Malletia, Delectopecten, Yoldia,* о глубоководности образования тумской свиты свидетельствует и основной комплекс фораминифер, в составе которого встречаем цикламмин, рабдаммин и реофаксов, в современных морях обитающих как на материковом склоне, так и на ложе океанов.

Нижнелангерийская свита, вскрытая скважинами в северо-западной части острова, содержит комплекс фораминифер, очень сходный с таковым из тумской свиты. Отличием является отсутствие глубоководных видов и большее разнообразие мелководных представителей семейств Nonionidae и Miliolidae, почти неизвестных в тумской свите.

Наиболее глубоководный нижнемиоценовый комплекс фораминифер обнаружен на Северном Колендо, где глубокая скважина ниже аналогов пильской свиты вскрыла слои, содержащие комплекс фораминифер, более нигде на Сахалине не известный. Здесь в интервале глубин 2419—2489 *м* были встречены и определены В. Н. Кузнецовой довольно многочисленные *Siphogenerina kleinpelli* Cushman, *Sphaeroidina variabilis* Reuss, *Cibicides pseudoungerianus evolutus* Cushman et Hobson, *Globigerina* cf. *glutinata* Egger, *G.* cf. *senilis* Bandy и др. По литературным данным близкий комплекс с *Siphogenerina kleinpelli* встречен в нижнем миоцене Аляски (Rau, 1963) и нижнем миоцене Калифорнии (Kleinpell, 1938). По данным Бэнди и Арнала (Bandy and Arnal, 1960), подобные комплексы фораминифер в современном Тихом океане распространены на глубинах 600—1800 *м*, занимая нижнюю батиальную биофацию.

В кремнистых аргиллитах, вскрытых глубокой скважиной на Южной Охе на глубине около 2500 *м*, относящихся также к нижнемиоце-

http://jurassic.ru/

новым отложениям, встречен своеобразный комплекс фораминифер, состоящий в основном из глубоководных видов (*Cyclammina pacifica* Beck, *Haplophragmoides indentatus* Vol., *Martinottiella* cf. *communis* Orbigny, увигерины и некоторые другие) и значительного количества *Streblus* sp. ind. Представители рода *Streblus* являются отчетливо мелководными эвригалинными формами и в современных морях обитают на глубинах, не превышающих 30—50 *м*. В данном случае они являются, по-видимому, перемещенными.

Более мелководные комплексы фораминифер из холмского горизонта встречены в слоях этого возраста, вскрытых в районе Центральной Охи (скв. 1003) и в Катангли (скв. 700). В даехуриинской свите района р. Даги встречен комплекс фораминифер, аналогичный таковому тумской свиты.

Таким образом, породы холмского горизонта в северной части Сахалина, за исключением района Лангры, отлагались в условиях нормального, относительно глубокого, моря, причем на северо-востоке (Северное Колендо) море достигало значительных глубин.

На Южном Сахалине в аракайской свите (аналог мачигарской свиты), сложенной в основном туфогенными породами, фораминиферы редки и представлены немногочисленными, широко распространенными в нижнем миоцене Сахалина, формами с агглютинированной раковиной: *Haplophragmoides laminatus* Vol., *H. pulchellus* Vol., *Budashevella multicamerata* (Vol.). Раковины метаморфизованы (иногда почти стекловидные), что является характерной особенностью нижнемиоценовых фораминифер Сахалина, особенно его южной части, где явления вулканической деятельности в это время были более значительны, чем в северной. Так, в холмской свите, являющейся стратотипом холмского горизонта, распространенной на западном побережье Южного Сахалина, местами сравнительно многочисленные фораминиферы метаморфизованы до такой степени, что неопределимы даже до рода. В породах с меньшим количеством вулканического материала были встречены довольно многочисленные цикламмины, аналогичные тумским.

Состав фораминифер мачигарского и холмского горизонтов содержит ряд типично палеогеновых видов, таких как *Cyclammina pacifica* Beck, *Quinqueloculina imperialis* Hanna et Hanna, *Globocassidulina globosa* (Hantken) и некоторые другие. Помимо этого, группа *Haplophragmoides pulchellus* — *H. laminatus* и некоторые альфидииды на Сахалине переходят в эти горизонты из нижележащих палеогеновых такарадайской и геннойшинской свит.

Таким образом, на Сахалине раннемиоценовые комплексы фораминифер имеют очень много общего с палеогеновыми, но резко отличны от средне- и позднемиоценовых комплексов почти полным отсутствием общих видов.

В е р х н я я   ч а с т ь   х о л м с к о г о   и   ч е х о в с к и й   г о р и з о н т. Резкое изменение комплексов фораминифер происходит на границе между нижним и средним миоценом во многих районах северной части острова. Наиболее хорошо изучен этот переход на п-ове Шмидта, где относительно глубоководный комплекс фораминифер тумской свиты, образовавшейся, вероятно, во внешней части шельфа, выходящей на северо-западе полуострова, сменяется на еще более глубоководный комплекс фораминифер и моллюсков пильской свиты северного и западного побережий полуострова. Исчезают виды, типичные для нижнего миоцена, появляется ряд видов, переходящих затем в более высокие горизонты разреза (вплоть до верхнего миоцена) при наличии соответствующих глубоководных условий осадконакопления, а именно на территории северной части восточного побережья Сахалина (преимуще-

http://jurassic.ru/

ственно Охинско-Эхабинский район и Сабинская тектоническая зона).

Наиболее характерными видами пильской свиты являются: *Bathysiphon edurus* Vol., *Haplophragmoides indentatus* Vol., *H. carinatus* Cushman et Renz, *Cyclammina japonica* Asano, *C. pilvoensis* Vol., *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga, *Martinottiella bradyana* (Cushman), *Buliminella subfusiformis* Cushman, *Bulimina* cf. *pseudotorta* Cushman, *Cassidulina smechovi* Vol.

Комплекс фораминифер, типичный для пильской свиты, обнаружен также в «дагинской» свите Охинского района (Волошинова, 1961).

Аналогичное изменение состава фораминифер наблюдается в районе р. Даги между даехуриинской и уйнинской свитами.

В нефтеносных районах северной части Японии, в префектурах Акита, Ниигата и Ямагата о. Хонсю, по данным Матеунаги (1963), выделяются слои с *Spirosigmoilinella compresse* и рядом других видов, характерных для пильской свиты п-ова Шмидта Сахалина. В Акита эти слои (свита Онногава), по данным Азано (Asano, 1965), относятся к среднему миоцену.

Ряд видов, впервые появившихся в пильской свите, переходят в вышележащие горизонты, представленные глубоководными фациями, распространенными в средне- и позднемиоценовое время на восточном побережье Сахалина.

Верхнедуйский горизонт. С верхнедуйским горизонтом связаны в значительной мере угленосные отложения, широко развитые на территории Сахалина. На п-ове Шмидта и в северо-восточной части острова континентальные и частично лагунные угленосные отложения по простиранию переходят в осадки нормального и, вероятно, глубокого моря, выходящие за пределы шельфа. По унифицированной схеме (Решения..., 1961) к верхнедуйскому горизонту отнесены каскадная свита п-ова Шмидта и условно нижняя часть верхнедагинской подсвиты Охинско-Эхабинского района. Эти отложения содержат как глубоководные радиолярии (Козлова, 1960), так и глубоководные виды фораминифер. Содержащиеся здесь многочисленные цикламмины, увигерины, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Valvulineria ochotica* Stschedrina, *Epistominella pacfica* (Cushman) и некоторые другие, в современном Охотском море обитают на склонах глубоководных впадин и на подводных возвышенностях на глубинах свыше 500 *м* (Саидова, 1960). В Сабинской тектонической зоне осадки, относящиеся к верхнедуйскому горизонту, изучены очень слабо, но, по-видимому, представлены более мелководными литофациями по сравнению с Охинско-Эхабинским районом.

Далее к западу, в Гыргыланьинской антиклинальной зоне (Алексейчик и др., 1962), осадки, относящиеся к средней части дагинской свиты, представлены в основном песчано-алевритовыми породами с редкими прослоями глин. Некоторые прослои глин содержат фораминифер, типичных для сильно опресненных мелководных лагун: *Millammina complanata* Vol., *Hippocrepinella* ex gr. *hirudinea* Heron-Allen et Earland, *Ammobaculites* sp., *Ammotina* aff. *cassia* (Parker), *Cribrononion* cf. *rotundatus* Gr. Все эти формы встречены в значительном числе экземпляров в различных комбинациях, отражающих, по-видимому, большую или меньшую связь с морем.

В районе Лангери к верхнедуйскому горизонту относится средняя подсвита верхнелангерийской свиты, состоящая из песчано-алевритовых пород со значительным количеством прослоев гравелитов, конгломератов и углей и с остатками растений. В редких прослоях глинистых пород встречены единичные экземпляры *Ammobaculites* sp. и в двух-трех случаях довольно многочисленные *Miliammina* sp. и *Trochammina* sp.

http://jurassic.ru/

Присутствие их указывает на непосредственную, хотя, возможно, и периодическую, связь с морем, так как в современных морях они обитают на ваттах, в эстуариях или же в очень мелководных, сильно опресненных лагунах типа лагун восточного побережья Сахалина (Волошинова и Петров, 1939). Таким образом, на эту территорию в верхнедуйское время, хотя и редко, проникало море.

В угленосных слоях дагинской свиты района р. Даги — Катангли, встречаются редкие прослои с микрофауной. Микрофауна, встреченная в прослоях аргиллитов угленосных слоев дагинской свиты, довольно разнообразна по своему экологическому облику. Наряду с породами, содержащими почти исключительно представителей рода *Miliammina*, об условиях обитания которых говорилось ранее, встречаются прослои (в Катангли) с довольно многочисленными мелкими *Streblus* и представителями семейства Elphidiidae. Эти эвригалинные формы способны переносить значительное опреснение, но требуют более или менее постоянной связи с морем.

В районе Имчина среднедагинская подсвита содержит прослои с фораминиферами отчетливо морского мелководья, тогда как в районе р. Даги некоторые прослои угленосных отложений содержат даже такие глубоководные формы, как *Bathysiphon edurus* Vol., *Cyclammina* ex gr. *pilvoensis* Vol., *Plectina hipponica* Asano и др. Находки эти единичны и спорадичны и требуют дополнительных исследований для объяснения нахождения их в угленосных отложениях.

Верхнедуйская свита западного побережья Сахалина в районе Александровска содержит довольно частые находки комплексов фораминифер, типичных для мелководных заливов или внутренней части шельфа, состоящих из нескольких видов рода *Streblus*, *Haplophragmoides impressus* Vol., *Cribroelphidium vulgare* Vol. и *Quinqueloculina* sp. indet.

Исключительно разнообразный и многочисленный по количеству экземпляров комплекс фораминифер был встречен в верхнедуйской свите, вскрытой скважинами в Тымь-Поронайской низменности (район Буюклы и Победино). Здесь встречены: *Arenoparrella* cf. *mexicana* Kornfeld, *Ammoastuta sakhalinica* Vol., *Streblus* cf. *takanabensis* (Ishizaki), *Hippocrepinella* sp., *Miliammina tenebricosa* Starzeva, *Textularia* sp., несколько видов нонионид и эльфидиид.

По своему экологическому облику такой комплекс может быть свойствен полузамкнутой лагуне, в свою очередь, возможно, связанной с мелководным заливом.

Комплексы фораминифер указывают на разнообразие фациальных обстановок при формировании угленосных образований верхнедуйского горизонта.

Сертунайский и окобыкайский горизонты. Сертунайский горизонт содержит отложения, относящиеся к началу кратковременной позднемиоценовой трансгрессии моря, охватившей значительную часть Сахалина и расширившейся затем в начале окобыкайского времени. Наряду с формами, перешедшими из среднего миоцена, в сертунайском горизонте появляются новые, более молодые элементы в комплексах фораминифер, достигающие наибольшего расцвета в окобыкайском горизонте. Состав фораминифер в сертунайском и низах окобыкайского горизонта примерно одинаков в тех случаях, когда мы имеем дело с одинаковыми условиями образования осадков. В тех же случаях, когда имеет место изменение глубин бассейна, комплексы фораминифер соответственно изменяются.

Изменение комплексов фораминифер в разрезе окобыкайской и нутовской свит послужило основанием для выделения местных микро-

http://jurassic.ru/

фаунистических зон в северо-восточной части острова (Алексейчик и др., 1959; Волошинова, 1961), особенно при корреляции разрезов по скважинам, а затем разрезов различных разведочных площадей, в основном Охинско-Эхабинского района.

В верхних слоях дагинской свиты в Охинско-Эхабинском районе выделялись слои с комплексом фораминифер, очень близким к таковому каскадной свиты п-ова Шмидта (зона Valvulineria araucana). В нижней части окобыкайской свиты выделяются слои с наиболее разнообразной по составу и многочисленной по количеству экземпляров различных видов фауной фораминифер. Эти слои под названием зоны Nonionella miocenica прослеживаются в различных районах восточного побережья — от Колендо на севере до Катангли на юге. Эти слои, особенно в северной части острова (от Колендо до Эхаби), содержат наиболее глубоководные комплексы фораминифер окобыкайского времени. Единственным исключением является комплекс фораминифер из маруямской свиты района Красногорска на Южном Сахалине, по данным В. Н. Кузнецовой относящейся к окобыкайскому горизонту, и содержащий такие глубоководные виды, как *Planulina wuellersthorfi* (Schwager), обитающая в современных океанах исключительно на материковых склонах, и крупноребристые увигерины, аналогичные увигеринам из зоны Nonionella miocenica — самой северной части восточного побережья Северного Сахалина.

В настоящее время большинство исследователей считает, что неогеновые отложения севера Сахалина и, в частности, окобыкайская свита отлагались в условиях моря с глубинами до 200 *м* (Размыслова, 1963). Такое исторически установившееся представление основано главным образом на характере литологического состава пород окобыкайской свиты, представленной песчано-глинистой толщей со значительным процентом плохо отсортированных пород и более или менее значительным содержанием углистого растительного детрита.

Анализ микрофауны, в основном фораминифер, из очень большого количества скважин, пробуренных в северной части острова, свидетельствует о значительной глубоководности осадков среднего и верхнего миоцена как на п-ове Шмидта, так и в пределах Эхабинской антиклинальной зоны (Алексейчик и др., 1963). Наиболее типичные комплексы фораминифер в нижних горизонтах окобыкайской свиты на этой территории представлены значительным количеством нескольких видов цикламмин, увигерин, *Bathysiphon edurus* Vol., *Valvulineria araucana* d'Orbigny и некоторых других видов, перешедших сюда из глубоководной пильской свиты.

В Сабинской антиклинальной зоне, расположенной к юго-западу от Эхабинской, нижние горизонты окобыкайской свиты, сложенные породами, несколько более обогащенными песчаным материалом, содержится также глубоководный комплекс фораминифер, но без наиболее глубоководных видов, характерных для самой восточной части Эхабинской зоны (Колендо, Хангуза, Верхнее Эхаби и п-ова Шмидта). Второй особенностью острова фораминифер Сабинской зоны является примесь (иногда очень значительная) мелководных видов к комплексам, определенно глубоководным. Так, иногда в одном образце алевритовых глин обнаруживаются многочисленные цикламмины (до 15—20% состава комплекса) и мелководные теплолюбивые *Streblus japonicus* (Hada). Наличие последних в данном случае может быть объяснено лишь их перемещением из мелководных участков моря. По многочисленным работам американских исследователей, изучавших современных фораминифер, случаи перемещения мелководных фораминифер на значительные расстояния в глубь моря не редки. По данным Флегера

http://jurassic.ru/

(Phleger, 1960), такие перемещения происходят преимущественно на склонах в результате течений или возникающих под влиянием подводных землетрясений мутьевых потоков, переносящих совместно с мелководными осадками и раковинки фораминифер одинаковой или несколько большей размерности благодаря их меньшему удельному весу. По данным Бэнди и Арналя (Bandy and Arnal, 1963), миоценовые глубоководные осадки, отложившиеся предположительно на глубине около 1000 *м*, содержат иногда до 40% перемещенной мелководной микрофауны.

В нашем случае, если мы обратимся к Гыргыланьинской антиклинальной зоне, расположенной западнее Сабинской, то обнаружим, что комплексы фораминифер нижней части окобыкайской свиты резко отличаются от таковых Сабинской зоны и тем более Эхабинской. Здесь в песчаных глинах и алевритах низов окобыкая содержится обильная микрофауна, состоящая исключительно из мелководных видов рода *Streblus*, преимущественно *S. japonicus* (Hada), *Buccella subconica* Bud., *Elphidiella tenera* (Vol.), *Cribroelphidium subglobosum* (Vol.), *Quinqueloculina sakhalinica* Grig., *Cassidulina* aff. *limbata* Cushman et Hughes и некоторые другие. Наиболее показательными среди них являются представители рода Streblus, требующие для своего размножения температуры воды не менее 16—18° С (Bradshow, 1953). В современном Охотском море их нет; распространены они в Японском море и в Тихом океане у берегов Японии, в небольшом количестве встречены в заливе Петра Великого у Владивостока, широко распространены у берегов Кореи. Распространение представителей рода Streblus в окобыкайской свите Гыргыланьинской антиклинальной зоны свидетельствует о том, что глубины здесь не превышали 30—50 *м*, доступные для необходимого прогревания летом, и что окобыкайское море не было таким уж холодным, как обычно считают палеонтологи (Л. Криштофович, 1964).

По геологическим материалам бурения аналогом окобыкайской свиты в Лангрыйском районе является нанивская свита. Нет никаких оснований считать, что в этом районе окобыкайская свита размыта, как это делает И. И. Ратновский, и относить нанивскую свиту (Ратновский, 1961, 1963) к среднеплиоценовой трансгрессии. Литологический состав нанивской свиты (пески, галечники, песчаные глины с прослоями бурого угля и лигнитов), очень редкая фауна моллюсков и единичные находки фораминифер в самых нижних ее горизонтах говорят о ее преимущественно континентальном происхождении в условиях низменной прибрежной равнины, унаследованной с верхнедуйского времени и связанной с деятельностью древней речной системы палео-Амура. Отсутствие переотложенной окобыкайской микрофауны является косвенным подтверждением отсутствия размыва окобыкая. Так, например, в маруямской свите, залегающей трансгрессивно на более древних отложениях, переотложенная микрофауна встречается систематически.

Таким образом, в северной части Сахалина в начале окобыкайского времени отчетливо прослеживается ряд постепенных переходов от континентальных отложений и фаций внутренней части шельфа к глубоководным осадкам материкового склона, вернее западного борта котловины Дерюгина, в миоцене располагавшейся, по-видимому, по современному северо-восточному берегу острова, а затем по мере накопления осадков отодвигавшейся все далее к востоку.

В Охинско-Эхабинском районе в разрезе окобыкайской свиты выше зоны Nonionella mioceniса в свое время была выделена зона Uvigerina asperula, охватывающая верхнюю часть нижнеокобыкайской подсвиты (ниже XII пласта до кровли XVII пласта по Эхабинской номенклатуре

http://jurassic.ru/

пластов). Эти слои характеризуются исчезновением некоторых видов, типичных для ниже залегающих слоев, преимущественно наиболее глубоководных, и появлением в верхах зоны мелководных элементов таких, как *Cribroelphidium vulgare* Vol. и *Cassidulina californica* Cushman et Hughes, и некоторых других, характерных для внешней части материковой отмели.

Пачка слоев, относимая к среднеокобыкайской подсвите (пласты VII—XII) и выделяемая в промежуточную микрофаунистическую зону, почти полностью теряет глубоководные виды (цикламмины здесь иногда встречаются в песчаниках, по-видимому, в переотложенном состоянии из более низких горизонтов окобыкайской свиты). Комплексы фораминифер в этих слоях очень непостоянны и различны в разных районах. Но все же здесь еще присутствуют некоторые нижнеокобыкайские виды, как, например, *Uvigerina auberiana* (d'Orbigny), различные виды рода *Haplophragmoides,* преимущественно *H. impressus* Vol. В зоне Cassidulina laticamerata, в которую первоначально включались верхняя часть окобыкайской свиты и литерные слои нутовской свиты, состав фораминифер резко отличен. Комплексы состоят преимущественно из различных представителей эльфидиид, букцелл, кассидулин — *Cassidulina laticamerata* Vol., *C. limbata* Cushman et Hughes, *C. californica* Cushman et Hughes, *Elphidiella nutovoensis* (Bor.), *Cribroelphidium heterocamerata* Vol., *Buccella subconica* Bud. и некоторых других, большей частью определенно мелководных, фораминифер.

Таким образом, микрофаунистические зоны, выделенные в пределах северо-восточного побережья острова, вполне отчетливо отражают постепенное отступание моря. В более западных районах имеют место аналогичные явления. Так, в Сабинской антиклинальной зоне фораминиферы, характерные для зоны Cassidulina laticamerata, появляются в средней подзоне и даже в верхах нижней подзоны окобыкайской свиты. В Гыргыланьинской антиклинальной зоне, как мы уже видели, типично мелководный комплекс фораминифер распространен в самых низах окобыкайской свиты. Выше по разрезу они почти исчезают, в некоторых районах (Большереченская площадь) сменяясь комплексами, состоящими из *Miliammina* aff. *fusca* (Brady), очень мелких *Streblus* sp. и *Elphidiella tenera* Vol., т. е. комплексом, характерным для полузамкнутой лагуны.

В данном случае наличие представителей рода *Streblus* служит одним из существенных стратиграфических критериев. Как указывалось выше, представители этого рода требуют определенного температурного режима. По-видимому, на территории Сахалина они кончили свое существование в конце раннеокобыкайского времени. Выше, несмотря на чрезвычайно широкое распространение мелководных и очень мелководных фаций, мы их не встречаем. Кратковременное появление их, но в несколько ином видовом составе, происходит лишь в южной части острова, в маруямской свите (в зоне Pecten takachashii), относимой к помырскому горизонту. В мелководных фациях верхнего окобыкая и в нутовской свите содержится комплекс фораминифер, обычный для бореальных бассейнов, в том числе и для мелководья современного Охотского моря (Щедрина, 1956, 1958).

На Южном Сахалине окобыкайскому горизонту соответствуют курасийская и нижняя часть маруямской свиты.

Микрофауна курасийской свиты исследована еще недостаточно. В аргиллитах и алевролитах, относимых к курасийской свите, в районе Красногорска обнаружен комплекс фораминифер, близкий к таковому из нижних слоев окобыкайской свиты восточного побережья севера Сахалина. Здесь встречены: *Bathysiphon* cf. *edurus* Vol., *Haplophragmoi-*

http://jurassic.ru/

des renzi Asano, *H. carinatus* Cushman et Renz, *Budashevella laevigata* (Vol.), *Cyclammina postpilvoensis* V. Kuz., *C.* cf. *okuharai* Tai, *Pullenia multilobata* Chapman, *Uvigerina* cf. *auberiana* d'Orbigny, *Epistominella pacifica* (Cushman), *Cassidulina umbonata* Vol., *C. californica* (Cushman et Hughes).

Нижняя часть маруямской свиты, соответствующая первому горизонту этой свиты по Л. С. Жидковой (1962), вскрыта скважинами вблизи Долинска и, по нашим данным, у Красногорска. Как указывалось, у Красногорска развит очень глубоководный комплекс фораминифер, содержащий типичные глубоководные ребристые увигерины и *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), по данным Бэнди и Арналя (Bandy and Arnal, 1960), являющиеся одним из характерных видов для глубин около 2000 *м* и более.

В Долинском районе комплекс фораминифер из нижней части маруямской свиты ближе всего походит на комплекс средней части окобыкайской свиты самых северных районов восточного побережья (Колендо). Здесь помимо *Uvigerina subperegrina* Cushman et Kleinpell. встречены *Angulogerina hughesi* (Galloway et Wissler), *A. kokozuraensis* (Asano), *Cibicides lobatulus* (Walker et Kacob), *Cassidulina miocenica* Vol., *Epistominella japonica* Asano и др. Эти слои, по данным Л. С. Жидковой (1962), характеризуются: *Leda majamraphensis* Khom., *Acila (Truncacila) cobboldiae* (Sow.), *Thyasira disjuncta alta* L. Krisht и другими видами моллюсков, обычными в верхнемиоценовых отложениях Сахалина.

Такойский горизонт. Стратотипом такойского горизонта является разрез по р. М. Такой в Долинском районе на Южном Сахалине, где обнажается нижняя половина среднемаруямской подсвиты. Характерными видами моллюсков являются: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Acila (Truncacila) insignis* (Gould), *A. (Trunacila) cobbaldia* (Sow.), *Gomphina (Liocyma fluctuosa* (Gould) и др. (Жидкова и др., 1968).

Слои эти вскрыты скважинами на севере Долинского района, на Айском поднятии и на Поярковской площади. Они представлены зеленовато-серыми алевролитами, песчаными глинами и песчаниками. Комплекс фораминифер в этой части маруямской свиты по сравнению с более низкими горизонтами свиты в Долинском районе резко изменяется. Здесь в большом количестве экземпляров встречены: *Cassidulina laticamerata* Vol., *Buccella pseudofrigida* Leon., *B. citronea* Leon., *Epustominella japonica* Asano, *Cribroelphidium hughesi foraminosum* (Cushman), *C. vulgare* (Vol.) и некоторые другие. Полностью исчезают представители семейств Lituolidae, Uvigerinidae, столь характерные для миоцена Сахалина. Появляются *Cribrononion obscurus* (Vol.) и *C. incertus* (Will.), характерные для зоны Cassidulina laticamerata северной части острова.

На Северном Сахалине к такойскому горизонту, по-видимому, относится не только нижненутовская подсвита (эхабинские литерные пласты), но и верхняя часть окобыкайской свиты Западно-Эхабинской промысловой площади (выше пачки пластов VII—XII). На восточном побережье эти слои выделяются в зону Cassidulina laticamerata. Характерными видами фораминифер для верхних горизонтов окобыкая являются: *Cassidulina laticamerata* Vol., *C. limbata* Cushman et Hughes, *Cribrononion obscurus* (Vol.), *C. inertus* (Will.), *Cribroelphidium micrum* Vol., *Buccella niigataensis* (Husezima et Maruhasi).

В нижненутовской подсвите к этим видам присоединяются эльфидиэллы: *Elphidiella nutovoensis* (Bor.), *E. oregonensis* (Cushman et

http://jurassic.ru/

Grant), *Buccella magna* Barb., *Cribroelphidium heterocameratum* Vol. и некоторые другие.

В целом комплекс фораминифер очень сходен с таковым из такойских слоев маруямской свиты.

Помырский горизонт. Стратотипом помырского горизонта является помырская свита, обнажающаяся в береговом обрыве юго-западной части п-ова Шмидта, к северу от пос. Музьма. Свита сложена преимущественно песками и алевролитами с редкими прослоями песчаных глин, галечников и лигнитов. В основании свиты залегает прослой гравелистого песка, переходящий затем в рыхлые конгломераты мощностью около 20 *м*. В конгломератах содержится обильная мелководная морская фауна, состоящая из моллюсков, брахиопод, морских ежей, фораминифер, остракод и мшанок.

Наиболее характерными моллюсками являются: *Acila (Truncacila) insignis* (Gould), *Pecten (Fortipecten) takahashii* Yok., *Chlamys swiftii* (Bern.), *Swiftopecten swiftii* var. *etchegoini* And., *Venericardia ferruginea* Clessin (Жидкова и др., 1968).

Среди фораминифер в значительном количестве обнаружены (in situ): *Quinqueloculina akneriana* d'Orbigny, *Trichohyalus bartletti* (Cushman), *Pseudopolymorphina suboblonga* Cushman et Ozawa, *Polymorphina charlottensis* Cushman, *Cassidulina laticamerata* Vol., *C. reretis* Tappan, *C. californica* Cushman et Hughes, *Buccella granulata* (E. Laut.), *Elphidium mironovi* Vol., *Cribroelphidium clavatum* (Cushman), *C. subarcticum* (Cushman), *Elphidiella nitida* Cushman, *E. nagaoi* Asano и ряд других видов в незначительном количестве экземпляров.

Комплекс фораминифер очень своеобразен и состоит из ряда видов, до этого времени известных лишь в современных и четвертичных осадках, как, например, *Cribroelphidium subarcticum* и *Trichohyalus bartletti*. Встреченные остракоды, по данным М. И. Мандельштама (1959), эндемичны и представлены несколькими видами с богато скульптированной раковиной.

В породах содержатся спикулы губок и обломки известковых водорослей, помимо этого, значительное количество переотложенных раковин фораминифер и радиолярий из более древних свит, преимущественно пильской и тумской. Переотложенные раковины сильно окатаны и метаморфизованы.

В верхней части помырской свиты, относящейся по времени образования к позднему плиоцену, микрофауны не встречено.

Многочисленный комплекс фораминифер, с рядом видов, известных по литературным данным только в современных океанах, встречен в нижней части верхнемаруямской подсвиты на Южном Сахалине. В слоях, содержащих *Pecten (Fortipecten) takachasii* Yok., *Siliqua costata* Say., *Mactra (Spisula) polynyma* Stimps, отвечающих в основном третьему горизонту маруямской свиты по Л. С. Жидковой (1962), встречены многочисленные фораминиферы, как переотложенные из верхнего мела и нижнего миоцена, так и находящиеся in situ. В состав последних входят: *Buccella niigataensis* (Husezima et Maruhasi), *B. pseudofrigida* Leon., *Cribroelphidium clavatum* (Cushman), *Elphidiella recens* (Stsched.), *E. oregonensis* (Cushman et Grant), *Elphidiella nitida* Cushman. Кроме того, встречены современные арктические виды: *Cribroelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidiella* aff. *arctica* (Brady), *Trichohyalus bartletti* (Cushman) (Loeblich and Tappan, 1953) и *Streblus sobrina* (Shupack). Наличие последнего вида указывает на относительно теплые воды окружавшей их водной среды.

http://jurassic.ru/

В верхней части верхнемаруямской подсвиты, представленной песками и рыхлыми конгломератами с прослоями лигнитов, содержится только микрофауна, переотложенная из верхнего мела и нижнего миоцена.

На восточном побережье северной части Сахалина к отложениям помырского горизонта относится мощная толща песчаных образований средней и верхней подсвит нутовской свиты.

Средненутовская подсвита, характеризующаяся богатой разнообразной фауной моллюсков с типичными для помырского горизонта видами, фораминиферами исключительно бедна. Фораминиферы распространены спорадически, приурочены к отдельным маломощным прослоям глинистых пород и представлены сравнительно малочисленными комплексами большей частью лагунного облика, различными в разных районах.

Так, в некоторых районах развиты прослои глинистых образований, содержащие довольно многочисленные экземпляры *Miliammina fusca* (Brady), *Trochamminisca macrescens* (Brady), *Trochammina* cf. *inflata* (Montagu) — комплекс, типичный для мелководных замкнутых лагун и заболоченных прибрежных участков моря. Иногда комплексы состоят из эвригалинных фораминифер (*Buccella, Cribroelphidium*), а иногда из типично морских мелководных видов родов *Elphidiella* и *Cassidulina*.

Характерны для этих отложений (хотя встречаются редко и обычно в единичных экземплярах): *Miliolinella circularis* (Born.), *Cribroelphidium subarcticum* (Cushman), *C. orbiculare* (Brady), *Elphidiella nagaoi* Asano, *Elphidium mironovi* Vol.

* *
*

В результате анализа стратиграфического распространения фораминифер в неогене Сахалина довольно отчетливо выявляются пять основных этапов их развития.

В неогене Сахалина отсутствуют *Miogypsina* и *Operculina*. Очень бедно представлен планктон и почти только в верхнем миоцене и нижнем плиоцене, где видовой состав его почти не изменяется.

Фораминиферы неогена Сахалина представлены почти исключительно бентосом сравнительно ограниченного состава и с значительным содержанием эндемичных форм.

Каждый из этапов развития фораминифер характеризуется довольно определенным набором видов, образующих комплексы фораминифер часто самого различного экологического облика в зависимости от условий образования содержащих их пород.

Первый этап охватывает мачигарский и нижнюю часть холмского горизонта. Эти комплексы содержат фораминиферы, в значительной мере переходящие сюда из палеогена. Большое количество и разнообразие эльфидиид, расцвет которых повсеместно наблюдается в неогене, может служить одним из доказательств неогенового возраста этих отложений. Большая часть видов недолговечна и в вышележащие отложения, за редкими исключениями, не переходит.

Второй этап охватывает среднемиоценовую часть холмского горизонта, чеховский и верхнедуйский горизонты, т. е. сахалинский ярус по Л. В. Криштофович (Л. Криштофович, 1961). На нижней границе этого горизонта в ряде районов происходит резкая смена комплексов фораминифер, связанная, по-видимому, с резким углублением краевых частей Сахалинского моря того времени. Наиболее показательной в этом отношении является пильская свита п-ова Шмидта. В глубоководных

http://jurassic.ru/

частях морского бассейна этого времени формируется фауна, населявшая затем глубоководные участки моря позднего миоцена.

В среднемиоценовое время комплексы фораминифер представлены наиболее разнообразно в экологическом отношении, характеризуя собой исключительно большой диапазон обстановок седиментации.

Третий этап связан с сертунайской трансгрессией моря, вернее, ингрессией, так как краевые участки Сахалинского моря того времени, по-видимому, не испытывали каких-либо существенных изменений. Расширившаяся область шельфа на месте континентальных осадков верхнедуйского времени заселяется гигантскими *Thyasira disjuncta* (Gabb) и фораминиферами — эльфидинидами с богато орнаментированной раковиной — *Elphidiella katangliensis* (Vol., et Bor.), *Porosorotalia clarki* (Vol.) и теплолюбивыми *Streblus* sp. sp.

Четвертый этап развития фораминифер соответствует такойскому горизонту и связан с регрессией моря, начавшейся еще в окобыкайское время и к этому времени достигшей значительных размеров. В это время окончательно исчезают с территории Сахалина все глубоководные элементы, связанные с пильским временем. Широко распространяются и достигают расцвета мелководные и холодолюбивые *Buccella, Elphidiella*. Комплексы фораминифер приобретают облик комплексов современных северных бореальных мелководий.

Пятый этап развития фораминифер связан с трансгрессией моря начала помырского времени. Появились новые виды фораминифер, до этого в неогене неизвестные: *Cribroelphidium orbiculare* (Brady), *C. subarcticum* (Cushman), *Trichohyalus bartletti* (Cushman), *Elphidiella nagaoi* Asano, *E.* aff. *arctica* (Parker et Jones), *Elphidium mironovi* Vol.

Это время ознаменовалось также новым появлением в некоторых районах Сахалина представителей теплолюбивого рода *Streblus*.

НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В составе неогеновых отложений Сахалина существенную роль играют образования вулканического происхождения, связанные с проявлением трех фаз вулканической деятельности: раннемиоценовой, среднемиоценовой и позднемиоценовой — плиоценовой.

Продукты раннемиоценовой фазы вулканизма входят в состав аракайской и мачигарской свит. Они распространены на западном побережье Сахалина и на п-ове Шмидта (рис. 40).

В составе аракайской свиты они почти непрерывной полосой прослеживаются от п-ова Крильон до широты г. Углегорска, а на п-ове Шмидта в составе мачигарской свиты они установлены в центральной части Западного хребта. Вероятно, к продуктам вулканизма первой фазы относятся также и вулканогенные образования, обнажающиеся в районе горы Вагис на северо-западе Сахалина.

На западном склоне Западно-Сахалинских гор аракайская свита обычно согласно залегает на такарадайской свите и согласно перекрывается холмской свитой. Интересно отметить, что в верхних частях такарадайской свиты в отдельных местах присутствуют пирокластический материал и вулканомиктовые породы, что указывает на проявление вулканизма и в конце палеогена. В некоторых местах и, в частности, на п-ове Шмидта вулканогенные образования с размывом и угловым несогласием залегают на верхнемеловых отложениях и согласно перекрываются тумской свитой. Иногда верхние части их размыты и на них стратиграфически несогласно залегает верхнедуйская свита.

16 Зак. 336

http://jurassic.ru/

Полная мощность аракайской свиты на п-ове Крильон около 800 *м*, севернее, на участке от г. Холмска до г. Красногорска, от 400 до 750 *м*, в среднем 600 *м*. В районе г. Углегорска мощность свиты достигает 1050 *м*. В Лесогорском районе она уменьшается до 700—800 *м*. Максимальной мощности (2950 *м*) агалоги аракайской свиты достигают, по данным А. С. Шуваева, в бассейне р. Агнево. К югу и

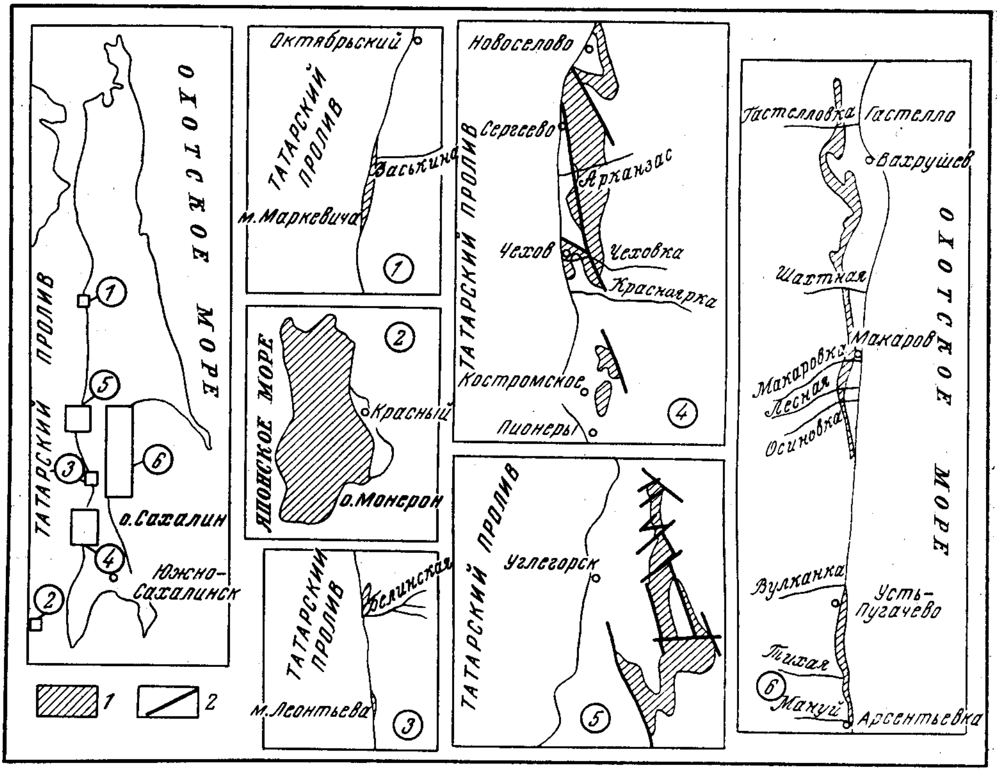


Рис. 40. Районы распространения нижнемиоценовых вулканогенных образований на Сахалине

1 — выходы на поверхность вулканогенных образований; *2* — нарушения

северу от долины р. Агнево мощность свиты сокращается до 300 *м*, а на мысе Хойнджо до 200 *м*.

Характерной особенностью аракайской свиты является присутствие в ее составе вулканогенных образований, переслаивающихся с нормально-осадочными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вулканические образования в составе аракайской свиты представлены потоками и пластами туфов, туффитов, а также вулканомиктовых пород — брекчий, конгломератов, песчаников и алевролитов. Эта группа переотложенных пород в составе аракайской свиты пользуется преобладающим развитием на юге Сахалина. По простиранию мощность и литологические особенности переотложенных вулканогенных накоплений непостоянны. Изменения состава вулканогенных образований зависят от изменения мощности и не зависят от изменения общей мощности аракайской свиты. На участках повышенной мощности этих накоплений преимущественным развитием пользуются грубообломочные образования типа вулканомиктовых брекчий и конгломерато-брекчий и почти полностью отсутствуют непереотложенные пиро-

http://jurassic.ru/

кластические породы. По мере удаления от этих участков одновременно с сокращением мощности вулканогенных накоплений происходят постепенные переходы брекчий и конгломерато-брекчий в конгломераты и даже в песчаники. Одновременно с этим появляются незначительные прослои пирокластического материала. Наконец, в местах сокращенной мощности вулканогенных толщ большую роль в их составе начинают играть нормально-осадочные породы. На юге Сахалина участки повышенной мощности (до нескольких сотен метров) и наибольшей грубообломочности вулканогенных образований в составе аракайской свиты устанавливаются в окрестностях пос. Белкино, г. Лесогорска, в районе Ламанонского массива, городов Томари и Холмска, а также пос. Шебунино. Собственно эффузивные образования в составе аракайской свиты Южного Сахалина редки. Примером их могут служить два потока, обнаруженные Е. И. Меланхолиной по р. Лопатинке (Шебунинский участок). Иногда к эффузивным образованиям первой фазы неогенового вулканизма на юге Сахалина ошибочно относят силлы и полого залегающие секущие тела (Лесогорский район).

В местах, где складчатая структура района позволяет прослеживать вулканогенные накопления вкрест их простирания, наблюдается постепенное сокращение их мощности и даже полное выклинивание в восточном направлении. Таким образом, они имеют форму линз, ограниченных с запада современной береговой линией Японского моря, часто позднее изогнутыми в крутые и пологие складки.

На юго-западе Северного Сахалина роль эффузивных образований в составе аракайской свиты резко возрастает. Особенно большое количество их отмечается в разрезе свиты по р. Агнево вблизи пос. Агнево, где насчитывается до 10 потоков. Мощность их колеблется от 5 до 25 *м*, а по данным А. С. Шуваева, и до 200 *м*. Таким образом, общая мощность эффузивных образований здесь достигает нескольких сотен метров. Помимо потоков среди вулканогенных образований широким распространением пользуются туфы, вулканические брекчии, а также вулканомиктовые конгломераты и грубозернистые песчаники. К югу и северу от Агневского района роль эффузивных образований в составе аракайской свиты сокращается. И только в районе мыса Хойнджо эффузивные образования снова начинают занимать значительное положение в разрезе аракайской свиты.

В Западном хребте п-ова Шмидта вулканогенные образования приурочены к основанию мачигарской свиты. Они представлены лавовыми потоками, пластами туфов, брекчий, вулканомиктовых конгломератов и песчаников.

К северу и к югу от Эспенбергского горного узла происходит уменьшение общей их мощности и количества лавовых потоков. На р. Водопадной мощность вулканогенных образований достигает 150—180 *м*. В районе горы Вагис (северо-западная часть Северного Сахалина) по р. Ср. Вагис, согласно данным В. С. Ковальчука, обнажается несколько лавовых потоков общей мощностью 80 *м*.

Прослои вулканогенных пород в составе аракайской и мачигарской свит переслаиваются с нормально-осадочными морскими отложениями, нередко содержат остатки морской фауны, а включения вулканических пород в них носят на себе ясные следы обработки в прибрежно-морских условиях. Эти данные, а также закономерные изменения мощности и литологического состава вулканогенных образований свидетельствуют о том, что они возникли за счет разрушения отдельных вулканических построек, локально расположенных в виде островов среди относительно мелководного моря. О значительной вели-

http://jurassic.ru/

чине ряда таких островов можно судить на основании характерных черт субаэрального происхождения значительной части излившихся пород в составе вулканогенных отложений, достаточно широкого пространственного распространения грубообломочных прибрежных фаций этих отложений и, наконец, присутствия в них большого количества наземных растений.

Упоминавшиеся выше участки, в пределах которых вулканогенные отложения отличаются повышенной мощностью и вместе с тем максимальной величиной грубообломочного материала, являются местами, наиболее приближенными к древним центрам извержений. Однако общий облик отложений на территории этих участков свидетельствует о том, что они являются продуктами накопления и переотложения материала в результате абразии.

Из анализа характера изменения величины обломков эффузивных пород следует, что центры извержений на юге Сахалина располагались в нескольких километрах к западу от современной береговой линии острова. На севере острова в составе продуктов первой фазы неогенового вулканизма широким распространением пользуются эффузивные образования. Наблюдения за их текстурными признаками и литологическим составом ассоциирующих с ними обломочных пород указывают как на подводный, так и на наземный характер проявления вулканической деятельности.

Широкое распространение на севере Сахалина эффузивных образований и непереотложенных пирокластических пород указывает на то, что места соответствующих излияний располагались непосредственно в пределах современной территории острова или рядом с ней. Все центры первой фазы неогенового вулканизма Сахалина практически располагались на одной прямой линии, проходящей в районе западной береговой линии острова и направленной почти в меридиональном направлении.

Среди вулканических пород, образовавшихся в первую фазу, в пределах Южного Сахалина наибольшим распространением пользуются пироксеновые андезиты и дациты, роговообманковые их разновидности, а также пропилитизированные породы, имеющие облик спилитовых порфиритов. Пироксеновые и роговообманковые андезиты представляют собой порфировые породы сравнительно свежего облика, вкрапленники которых образованы обычно средним лабрадором, авгитом и базальтической роговой обманкой. Основная масса андезитов гиалопилитовая, иногда пилотакситовая. Дациты также представлены пироксеновой и роговообманковой разновидностями. Отличием этих пород от андезитов является более кислый состав плагиоклаза вкрапленников (основной андезин — кислый лабрадор), меньшее содержание темноцветных минералов, частое появление фельзитовой микроструктуры. Пропилитизированные породы характеризуются отчетливо выраженной альбитизацией плагиоклаза, а также широким развитием процессов хлоритизации и карбонатизации. Химический состав этих образований приведен в табл. 5.

Продукты первой фазы неогенового вулканизма в юго-западной части Северного Сахалина (Агневский и Александровский районы), а также района горы Вагис отличаются от таковых Южного Сахалина своим основным составом, будучи представлены почти исключительно базальтами. Это порфировые породы с вкрапленниками лабрадора и авгита, погруженными в основную массу интерсертальной или гиалопилитовой структуры.

На п-ове Шмидта вулканогенные образования представлены рядом пород от базальтов до риолитов, характерной особенностью которых

http://jurassic.ru/

Таблица 5

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,92	50,70	51,45	54,03	62,25	65,57	67,83
TiO_2	0,37	0,59	1,65	0,38	0,46	0,56	0,16
Al_2O_3	20,21	19,62	15,48	19,35	17,02	18,09	15,65
Fe_2O_3	4,08	4,13	3,43	5,17	2,86	1,26	1,38
FeO	4,73	3,42	6,47	1,43	1,47	1,64	1,52
MnO	0,44	0,31	0,18	0,13	0,08	0,04	0,56
MgO	5,12	1,67	5,54	1,23	0,80	0,45	—
CaO	9,49	8,29	8,87	7,01	7,11	6,48	1,86
Na_2O	2,91	3,83	3,01	5,39	4,78	4,04	4,85
K_2O	0,33	2,17	0,60	0,81	1,06	1,13	5,02
P_2O_5	0,39	0,59	0,44	0,22	0,03	0,02	0,26
SO_3	0,03	0,08	0,03	0,16	0,01	0,03	0,05
П.п.п.	0,88	2,05	1,46	4,20	1,20	0,34	0,88
H_2O	1,94	2,24	1,67	0,62	0,19	0,05	0,30
Сумма	100,54	99,89	99,66	100,13	100,02	99,70	100,32

Примечание. 1 — обр. 2859б, базальт, поток, мыс Хойджо; 2 — обр. 2991, базальт, поток п-ова Шмидта; 3 — обр. 3045б, базальт, поток, р. Агнево; 4 — обр. 2684д, андезит, обломок в брекчии, р. Лесогорка; 5 — обр. 2683, андезит, обломок в брекчии, р. Лесогорка; 6 — обр. 2684а, дацит, обломок в брекчии, г. Холмск; 7 — обр. 2992г, дацит, обломок в брекчии, п-ов Шмидта.

является повышенная щелочность, приближающая их к трахибазальтам, трахиандезитам, трахидацитам и трахилипаритам. Структура основной массы этих пород изменяется от гиалопилитовой и пилотакситовой в основных породах до фельзитовой — в кислых. Для средних пород характерно присутствие трахитовой микроструктуры. В качестве вкрапленников присутствует плагиоклаз, состав которого изменяется от лабрадора в базальтах до андезина в риолитах. В породах основного ряда к вкрапленникам добавляются темноцветные минералы (оливин и, возможно, клинопироксен), представленные теперь хлоритовыми и карбонатными псевдоморфозами, в кислых — щелочной полевой шпат, по-видимому, анортоклаз.

В районе горы Вагис вулканогенные образования представлены оливиновыми базальтами. Это афировые породы с интерсертальной микроструктурой. В них присутствует небольшое количество мелких выделений лабрадора и оливина, представленного хлорит-серпентиновыми псевдоморфозами, и авгита. Вулканическое стекло заметно хлоритизировано.

Продукты среднемиоценовой фазы неогенового вулканизма входят в состав чеховской свиты. Отложения чеховской свиты вдоль западного побережья острова протягиваются между поселками Пионеры и Новоселово (Чеховский район), а также известны на ограниченных участках в районе мысов Леонтьева и Маркевича и неподалеку от г. Углегорска. По восточному побережью острова выходы этих отложений протягиваются с небольшими перерывами от пос. Гастелло на севере до пос. Арсентьевки на юге. Кроме того, эти отложения известны и на о. Монерон (рис. 41).

На восточном побережье Сахалина отложения чеховской свиты согласно залегают на нижележащей холмской свите. В Чеховском районе западного побережья взаимоотношения между чеховской и нижележащей невельской свитами также согласные. Имеющие место случаи залегания конгломератов в основании чеховской свиты некоторыми исследователями рассматриваются как признаки размыва, предшество-

http://jurassic.ru/

вавшего отложению осадков чеховской свиты. Однако эти конгломераты являются не базальными, а внутриформационными, образовавшимися в результате абразии вулканических аппаратов, деятельность которых и привела к накоплению чеховской свиты.

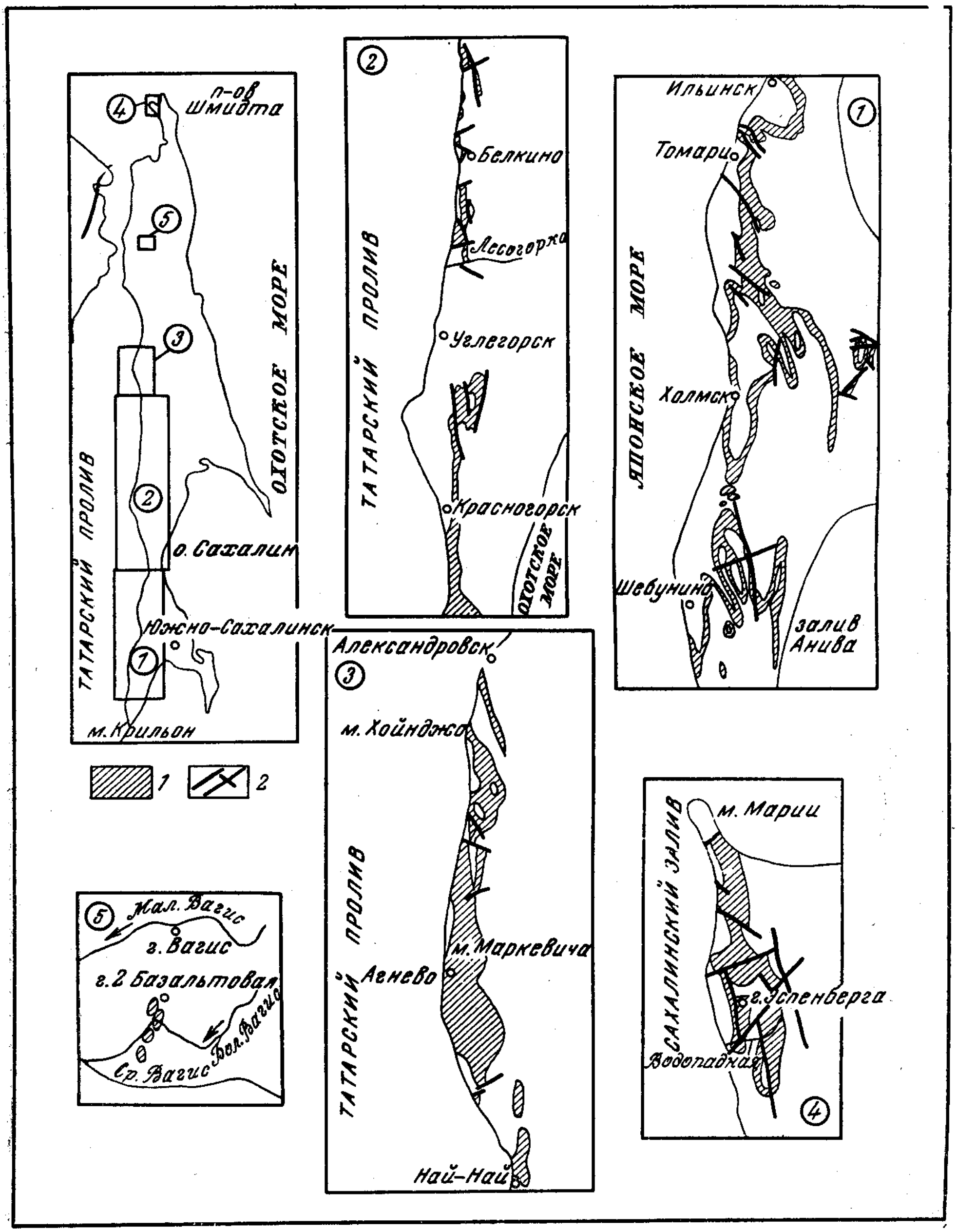


Рис. 41. Районы распространения среднемиоценовых вулканогенных образований на Сахалине

Максимальная мощность вулканогенных образований среднемиоценовой фазы неогенового вулканизма в центральной части Чеховского района (р. Арканзас) достигает 1000 *м*. К югу (междуречье Чеховки и Краснoярки) она сокращается до 500 *м*, а затем и полностью выклини-

http://jurassic.ru/

вается. К северу от р. Арканзас в районе пос. Сергеево мощность чеховской свиты сокращается примерно до 400 *м*, а к пос. Новоселово она вновь возрастает до 1000 *м*. На мысе Леонтьева неполная мощность этих отложений приблизительно равна 100 *м*. В Приморском хребте (Углегорский район) она достигает 500 *м*, а в районе мыса Маркевича и к северу от него 260 *м*. По восточному побережью максимальная мощность отложений чеховской свиты в районе р. Осиновки составляет 650 *м* и на о. Монерон 350 *м*.

Отложения чеховской свиты в Чеховском районе представлены вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами и песчаниками, туфами, туффитами и значительно реже лавовыми потоками. В местах наибольшей мощности свиты в ее разрезах резко преобладают грубообломочные брекчии, обломки в которых с максимальной величиной до 1—2 *м* сложены исключительно вулканическими породами. По мере удаления от этих мест наблюдаются постепенные переходы пород в конгломераты и гравелиты, а последних в грубо- и крупнозернистые песчаники, состоящие из вулканического материала. Здесь же существенную роль в разрезе свиты начинают играть пирокластические (непереотложенные) отложения — псефитовые и псаммитовые туфы и туффиты. Изменения мощности и состава вулканогенных отложений связаны с расположением центров извержений. Один из таких центров, по-видимому, располагался неподалеку от г. Чехова, а другой — у пос. Новоселово, где установлены секущие вулканические тела, возможно корни вулканов (у г. Чехова) и эффузивные образования (пос. Новоселово).

На мысе Леонтьева в основании чеховской свиты залегают вулканомиктовые песчаники с прослоями углистых аргиллитов. Выше лежат вулканические брекчии и субаэральные лавовые потоки. Несколько севернее, в районе устья р. Белинской, отложения свиты представлены уже менее грубообломочными породами — вулканомиктовыми песчаниками и туфами.

На мысе Маркевича и к северу от него (примерно до устья р. Васькина) в составе свиты выделяются как нормально-осадочные породы (песчаники, алевролиты и аргиллиты), так и породы вулканического происхождения. Последние представлены лавовыми потоками, туфами, вулканомиктовыми брекчиями и конгломератами (рис. 42).

В составе чеховской свиты восточного побережья Южного Сахалина часто присутствуют лавовые потоки, однако преимущественным развитием здесь, как и на западе Южного Сахалина, пользуются вулканомиктовые породы: брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. В ряде мест в достаточно большом количестве встречаются туфы и туффиты. В основании свиты нередко залегают вулканомиктовые конгломераты или продукты подводных лавовых излияний — гиалокласты. Лавовые потоки из верхних частей свиты являются обычно субаэральными.

В области развития чеховской свиты на восточном побережье Южного Сахалина выделяются участки: Вахрушевский, Макаровский и Усть-Пугачевский. В центральных частях этих участков вулканогенные образования имеют наибольшую мощность, а обломочные породы вулканического происхождения более грубый состав и в них присутствуют лавовые потоки. Все это указывает на то, что именно к этим местам были приурочены соответствующие центры извержений.

На о. Монерон отложения чеховской свиты представлены толщей подушечных лав и гиалокластитов, среди которых в небольшом количестве встречаются вулканомиктовые брекчии и песчаники. В самых верхах разреза появляются субаэральные лавовые потоки (рис. 43).

http://jurassic.ru/

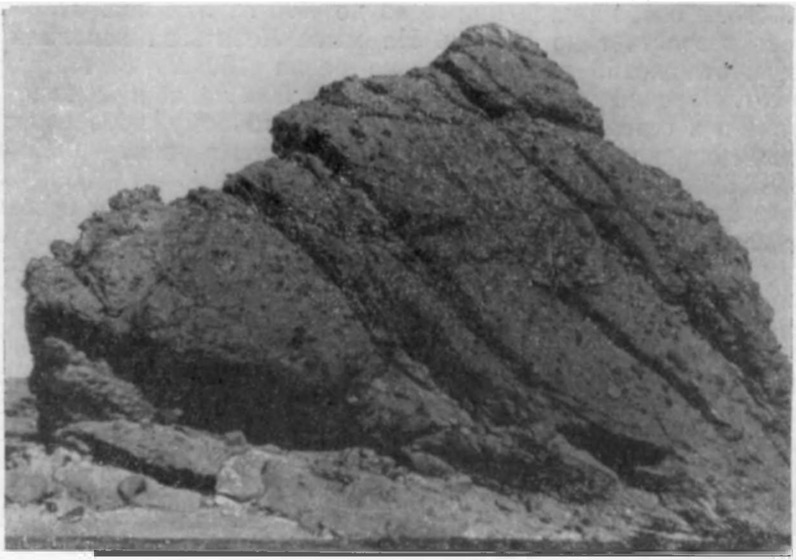


Рис. 42. Выходы агломератов чеховской свиты в районе г. Взморье. Фото И. М. Сирыка

Рис. 43. Выходы лав основных эффузивов чеховской свиты на острове Монерон. Фото И. М. Сирыка

В Углегорском районе в составе чеховской свиты отмечаются вулканомиктовые мелкогалечные конгломераты (в основании свиты), песчаники, алевролиты с прослоями туфов и туффитов. Эффузивные образования здесь неизвестны.

Продукты среднемиоценовой фазы неогенового вулканизма представлены базальтами, долеритами, андезитами, дацитами и риолитами.

http://jurassic.ru/

Однако преобладающим типом пород среди них являются базальты и андезито-базальты, а также сопровождающие их в субвулканических телах долериты. Они же преобладают и в других районах, но здесь к ним в небольших количествах присоединяются андезиты и дациты (район мыса Маркевича), а также и риолиты (восточное побережье Южного Сахалина). Важно отметить, что андезиты и более кислые породы встречены среди продуктов вулканизма только в виде обломков в брекчиях.

Базальты (порфировые породы) состоят из вкрапленников основного плагиоклаза (лабрадор, битовнит), моноклинного пироксена (авгит, иногда с диопсидовым ядром) и оливина (форстерит) обычно с интерсертальной структурой основной массы. Долериты такого же минерального состава отличаются полнокристаллическим строением и наличием долеритовой структуры. Базальты на западном побережье Южного Сахалина нередко носят на себе следы слабых вторичных изменений и могут быть отнесены к группе базальтовых порфиритов (в понимании А. Н. Заварицкого). В андезитах порфировые выделения представлены основным плагиоклазом (лабрадор), авгитом и реже гиперстеном. Основная масса в них микролитовая, иногда гиалопилитовая. Дациты сложены редкими порфировыми выделениями плагиоклаза (андезин — кислый лабрадор), авгита и единичными зернами бурой роговой обманки, заключенными в фельзитовую основную массу. Риолиты представляют собой почти афировые породы нередко пористой текстуры. Порфировые выделения в них образованы андезином, авгитом и кварцем, которые погружены в фельзитовую, а иногда сферолитовую основную массу.

Химический состав вулканических пород второй фазы неогенового вулканизма из различных районов Сахалина приведен в табл. 6.

Продукты миоцен-плиоценовой фазы неогенового вулканизма на территории Сахалина пользуются еще меньшим распространением, чем продукты второй фазы. Наиболее широко они представлены в пределах

Таблица 6

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,24	49,27	49,66	51,91	53,24	56,35	62,35	75,88
TiO_2	0,90	0,46	0,87	0,61	0,32	0,74	0,86	0,73
Al_2O_3	16,61	18,52	17,90	18,35	18,87	17,10	17,56	10,00
Fe_2O_3	4,67	9,47	2,72	4,66	4,80	2,01	2,39	1,03
FeO	6,34	1,78	5,56	3,01	1,91	5,66	1,16	0,33
MnO	0,16	0,09	0,11	0,15	0,17	0,12	0,17	0,07
MgO	5,46	4,47	4,65	2,75	2,43	4,93	1,13	0,23
CaO	10,70	9,74	10,32	12,43	9,46	9,25	8,11	4,11
Na_2O	3,60	2,14	4,72	3,21	2,98	2,47	2,40	1,84
K_2O	0,51	0,08	0,49	0,57	0,22	0,69	0,70	1,12
P_2O_5	0,19	—	0,09	0,08	0,16	0,13	0,18	0,51
SO_3	0,04	0,12	0,04	0,03	0,08	0,33	0,40	0,10
П.п.п.	3,34	1,90	1,19	2,42	2,25	0,37	0,85	1,50
H_2O	0,75	2,41	2,19	0,24	3,37	0,70	2,06	2,65
Сумма	100,51	100,45	100,51	100,42	100,26	100,85	100,32	100,10

Примечание. 1 — обр. 3048б, базальт, поток, мыс Маркевича; 2 — обр. 2859б, базальт, обломок в брекчии, г. Чехов; 3 — обр. 3031, базальт, подушечная лава, о. Минерон; 4 — обр. 2686а, базальт, обломок в брекчии, мыс. Леонтьева; 5 — обр. 3022, андезито-базальт, обломок в брекчии, р. Макарова; 6 — обр. 45в, андезит, поток, р. Лесная; 7 — обр. 65, андезит, обломок в брекчии, р. Тихая; 8 — обр. 1а, риолит, обломок в брекчии, р. Макарова.

http://jurassic.ru/

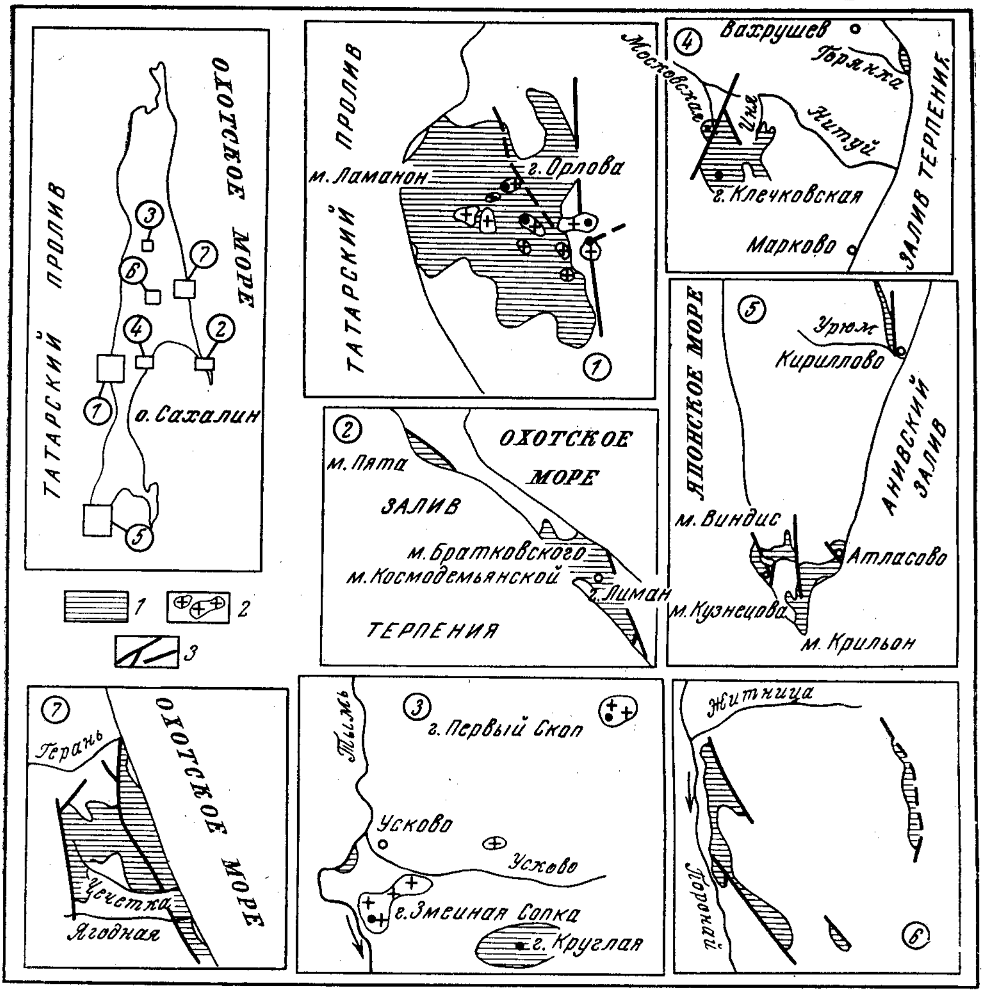


Рис. 44. Районы распространения верхнемиоценовых — плиоценовых вулканогенных образований на Сахалине

1 — выходы на поверхность вулканогенных образований; *2* — экструзивные купола; *3* — нарушения

Ламанонского массива и менее — в районе Тымь-Поронайской низменности, на п-ове Терпения, на северо-восточном побережье Южного Сахалина и совсем недавно эти отложения выделены на п-ове Крильон (рис. 44).

Среди вулканических образований Ламанонского массива выделяются продукты подводных и наземных излияний, экструзивные и интрузивные тела, а также пирокластические и вулканомиктовые отложения.

Наиболее ранние вулканические образования в виде прослоев подушечных лав и гиалокластов залегают среди нормально-осадочных отложений маруямской свиты (верхний миоцен — плиоцен). Эти же образования несколько более позднего возраста, перекрывающие нормально-осадочные отложения маруямской свиты и образующие толщу чисто вулканических пород, некоторыми исследователями рассматриваются в качестве самостоятельной орловской свиты, мощность которой оценивается в 300 *м*. Подушечные лавы и гиалокласты непосредственно ассоциируют между собой и в генетическом отношении представляют единое целое. Мощность отдельных пластов их колеблется от

6 до 15 *м*. Общая мощность ряда таких пластов, залегающих друг на друге, в отдельных обнажениях достигает 100 *м*. Субаэральные лавовые потоки в пределах массива по сравнению с продуктами подводных излияний пользуются меньшим распространением и явно тяготеют к центральным частям Ламанонского массива. Мощность их достигает 20—25 *м*. Экструзивные тела слагают наиболее крупные вершины района, на 300—700 *м* возвышающиеся над поверхностью невысокого вулканического плато, каким является большая часть массива. Крутизна склонов этих вершин обычно равна 25°, однако местами она увеличивается до 25 и даже 40°. Склоны гор, вплоть до самых вершин, покрыты крупноглыбовыми россыпями. Выходы коренных пород на склонах и вершинах гор исключительно редки. Экструзивные тела прорывают толщу лав, излившихся в подводных и наземных условиях. Лишь в восточной части массива некоторые из них располагаются среди более древних неогеновых отложений. По своему происхождению конические горы Ламанонского массива являются экструзивными куполами, возникшими за счет выжимания из подводящих вулканических каналов достаточно вязкой лавы. Эксплозивные (пирокластические) продукты среди вулканических образований Ламанонского массива пользуются сравнительно малым распространением. Они обычно представлены маломощными пластами псефитовых и агломератовых туфов и туффитов. Наконец, вулканомиктовые породы представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками.

Среди вулканических образований Ламанонского массива явно преобладают базальты. Они слагают подводные и наземные потоки, дайки и небольшие пластовые залежи. Породы имеют свежий облик и состоят из плагиоклаза (основной лабрадор — кислый битовнит), оливина (хризолит) и авгита. Преобладающим распространением пользуется плагиоклаз. Основная масса базальтов гиалопилитовая и интерсертальная. В корковых частях подушечных лав базальты обладают витрофировой структурой. Крупные интрузивные тела имеют долеритовый состав. Андезитами образованы некоторые экструзивные купола и тяготеющие к ним субаэральные потоки. Порфировые выделения в них представлены основным плагиоклазом (битовнит), авгитом, энстатитом и значительно реже — опацитизированной роговой обманкой. Характерной особенностью основной массы рассматриваемых пород является присутствие в ней гиперстена, а также минералов модификаций кремнекислоты — тридимита, кристобалита или кварца. Микроструктура дацитов чаще всего ортофировая.

Химический состав миоцен-плиоценовых вулканических пород Ламанонского массива и других районов Сахалина приведен в табл. 7.

Общий ход вулканической деятельности в пределах Ламанонского массива на протяжении позднемиоцен-плиоценового этапа может быть представлен в следующем виде. Вулканические проявления начались в конце миоцена подводными излияниями базальтовых лав, образовавших подушечные лавы и гиалокластиты. Впоследствии вулканическая деятельность протекала в центральной части массива в наземной обстановке и привела к образованию лавовых потоков, пирокластических и реже вулканомиктовых пород. В заключительный этап вулканической деятельности произошло выжимание экструзивных куполов дацитового и андезитового состава. В пределах Тымь-Поронайской низменности вулканогенные образования миоцен-плиоценового возраста известны в двух местах: в верхнем течении р. Тымь (в устье р. Усково) и в районе левого берега р. Поронай (в устье р. Житницы). В верхнем течении р. Тымь наиболее древними вулканическими образованиями являются гиалокластиты и подушечные лавы, залегающие среди нор-

http://jurassic.ru/

Таблица 7

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,65	53,08	56,39	56,85	58,15	59,34	66,93	68,23
TiO_2	0,45	1,10	0,77	0,59	0,22	0,75	0,19	0,40
Al_2O_3	17,38	19,47	18,75	18,43	18,91	17,08	17,88	15,54
Fe_2O_3	5,09	1,72	4,17	3,17	3,94	3,27	2,35	2,12
FeO	4,52	5,35	2,62	3,23	2,26	3,04	1,36	0,58
MnO	0,10	0,19	0,16	0,12	0,13	0,02	0,06	Следы
MgO	4,30	3,96	2,14	4,00	2,54	2,22	1,72	1,13
CaO	9,60	9,99	6,27	6,33	5,66	6,45	5,76	2,94
Na_2O	2,53	3,50	4,04	3,50	4,03	3,10	2,69	3,85
K_2O	0,60	0,73	3,01	1,34	1,21	0,97	0,70	2,55
P_2O_5	0,26	0,23	0,31	0,13	0,30	0,18	0,20	0,08
SO_3	0,14	0,03	0,08	0,90	0,08	0,04	—	Следы
П.п.п.	5,23	0,33	0,75	1,31	1,39	1,18	0,29	0,37
H_2O	0,87	0,41	0,60	0,44	0,48	1,78	0,10	1,74
Сумма	99,72	100,09	100,16	100,45	100,39	99,42	100,23	99,53

Примечание. 1 — обр. 2966б, базальт, поток, Ламанонский массив; 2 — обр. 2626, андезито-базальт, подушечная лава, пос. Атласово; 3 — обр. 312а/4, трахиандезит, обломки в брекчии, северо-восточное побережье Южного Сахалина (устье р. Чечетки); 4 — обр. 325б/8, андезит, обломок в брекчии, р. Поронай; 5 — обр. 2864, андезит. поток, р. Иня; 6 — обр. 133в, андезит, обломок в брекчии, мыс Пята, п-ов Терпения; 7 — обр. 2959, дацит, купол, гора Орлова (Ламанонский массив); 8 — обр. 261а, риодацит, купол, гора Змеиная (р-н Усково).

мально-осадочных пород нутовской свиты. Более молодыми и, по-видимому, образовавшимися в субаэральных условиях являются базальтовые тела на левобережье р. Усково (сопка Круглая) и в некоторых других местах. Общая мощность этих вулканогенных образований составляет 140 *м*. Наконец, наиболее молодыми вулканическими образованиями в этом районе, видимо, являются экструзивные породы, слагающие куполовидное тело гор. Змеиная Сопка и Первый Скоп.

Гиалокластиты, подушечные лавы и субаэральные лавовые потоки сложены базальтами. Это порфировые породы с вкрапленниками битовнита и оливина, замещенного хлорит-серпентинитовыми агрегатами. Структура основной массы интерсертальная. Экструзивные породы представлены риодацитами. В порфировых выделениях присутствуют андезин, нацело опацитизированная роговая обманка и реже кварц. Основная масса риодацитов фельзитовая.

Итак, первоначальное формирование вулканических образований происходило одновременно с накоплением нормально-осадочных отложений нутовской свиты (плиоцен) в подводных условиях. Позже вулканические процессы протекали в субаэральной обстановке и закончились внедрением риодацитов. Последнее сопровождалось выбросом туфов соответствующего состава.

На левобережье р. Поронай (к югу от устья р. Житницы) вулканогенные образования представлены вулканическими брекчиями, лавовыми потоками, несогласно перекрывающими верхнедуйскую свиту. Вместе с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов эти образования объединяются в лиманскую свиту, общая мощность которой оценивается в 200—500 *м*. Судя по текстурным признакам вулканических пород, образование большей части их происходило в субаэральных условиях. Подобные образования известны, кроме того, несколько вос-

http://jurassic.ru/

точнее, в верховьях р. Оленьей. Лавовые потоки и обломки в брекчиях образованы андезитами. Это порфировые породы с вкрапленниками лабрадора, авгита и гиперстена, погруженных в основную массу микролитовой или гиалопилитовой структуры.

Неподалеку от Тымь-Поронайской низменности вулканогенные образования известны еще на берегу залива Терпения, севернее устья р. Горянки. Они залегают здесь среди отложений марумяской свиты в виде пачки пород мощностью в несколько десятков метров. В составе этой вулканогенной пачки имеются лавовые потоки, агломераты, туфы, вулканомиктовые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Общий характер вулканогенных образований указывает на то, что они являются частью вулканической постройки, возвышавшейся в виде небольшого острова над уровнем моря. Вулканические породы здесь представлены базальтами и андезито-базальтами. Это порфировые породы с вкрапленниками лабрадора, авгита и реже оливина, погруженными в основную массу интерсертальной или гиалопилитовой структуры.

В бассейне нижнего течения р. Нитуй и ее правых притоков — рек Московской, Ини, Буянки и др. — также обнаружены вулканогенные образования, рассматривавшиеся как субвулканические интрузии. Однако работами В. М. Гранника было показано, что в пределах этого участка широким развитием пользуются эффузивные и пирокластические образования, общая мощность которых только в верховьях р. Ини достигает 400 *м*. Судя по морфологии района, подобные образования распространены здесь и в других местах.

Породы этого района представлены андезитами, состоящими из порфировых выделений плагиоклаза (андезина и лабрадора), зеленой роговой обманки и авгита, погруженных в основную массу гиалопилитовой или микролитовой структуры.

На северо-восточном побережье Южного Сахалина рассматриваемые вулканогенные образования известны по побережью Охотского моря между устьями рек Ягодной и Герань. Здесь они входят в состав лиманской свиты, мощность которой достигает 1000 *м*. В основании свиты залегают гиалокластиты, вулканомиктовые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Вверх по разрезу отмечается увеличение количества пирокластических образований и заметным распространением начинают пользоваться субаэральные эффузивные образования. Породы вулканомиктового состава и здесь встречаются в очень больших количествах. Характерно появление риолитовых туфов.

Миоцен-плиоценовые вулканические образования северо-восточной части Южного Сахалина, отличаются повышенной щелочностью и представлены трахибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами и значительно реже — трахилипаритами. От соответствующих по кислотности пород нормального (известково-щелочного) ряда эти породы отличаются более натровым составом плагиоклаза, а также появлением в кислых разновидностях пород калинатрового полевого шпата, роговой обманки, близкой к керсутиту, железистого биотита и кварца.

На п-ове Терпения эти образования обычно включаются в состав лиманской свиты. Вблизи мыса Пята они представлены преимущественно мелкообломочными вулканомиктовыми породами, а также туфами и туффитами.

Южнее, в районе мыса Братковского, горы Лиман и мыса Космодемьянской, широким распространением пользуются гиалокластиты, подушечные лавы и вулканомиктовые брекчии с очень крупными облом-

http://jurassic.ru/

ками вулканических пород. Все это указывает на то, что в этом районе располагался древний вулканический аппарат. Мощность отложений лиманской свиты в пределах п-ова Терпения не менее 1000 *м*.

Среди вулканических образований, распространенных на п-ове Терпения присутствуют породы от базальтов до дацитов. Базальты слагают лавовые потоки, а также небольшие секущие тела. Те же породы, а также андезиты и дациты обнаружены пока только в виде обломков в вулканомиктовых породах. Базальты — порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор — кислый битовнит), диопсидового авгита и оливина (псевдоморфозы), погруженными в интерсертальную основную массу. В андезитах среди порфировых выделений появляются роговая обманка и ромбический пироксен, а оливин исчезает. Плагиоклаз представлен лабрадором, моноклинный пироксен — авгитом, реже диопсидом. Основная масса этих пород гиалопилитовая. Дациты образованы редкими порфировыми выделениями плагиоклаза (андезин) и еще более редкими кристаллами гиперстена, авгита и роговой обманки. Основная масса дацитов фельзитовая, иногда гиалопилитовая, с присутствием столбчатых кристаллов гиперстена.

Наиболее южным пунктом проявления неогенового вулканизма на территории Сахалина следует считать южную оконечность п-ова Крильон. До недавнего времени известные здесь вулканические образования считались раннемиоценовыми. Однако в результате исследований В. И. Головинского, а затем Е. И. Меланхолиной и В. П. Мытарева появились новые данные, указывающие на позднемиоцен-раннеплиоценовый возраст этих образований. В. И. Головинским рассматриваемые образования включались в анивскую свиту, общая мощность которой считается равной 900 *м*. Основная часть вулканических образований располагается в среднем горизонте верхней подсвиты, мощность которого около 300 *м*. Рассматриваемые образования представлены гиалокластитами, туфами, туффитами, вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками. Эффузивные образования наиболее полно представлены по восточному побережью п-ова Крильон, пирокластические и вулканомиктовые — на самой южной оконечности полуострова и в районе мыса Кузнецова. Для последнего характерно и широкое развитие субвулканических образований.

На п-ове Крильон среди миоцен-плиоценовых вулканогенных образований наибольшим распространением пользуются андезиты от основных, близких к андезито-базальтам, до очень кислых — типа андезито-дацитов. Наиболее основные представители андезитов слагают подушечные лавы и гиалокластиты по восточному побережью п-ова Крильон. Это порфировые породы с гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники в них образованы лабрадором, авгитом и небольшим количеством оливина. В составе включений в грубообломочных вулканомиктовых породах помимо преобладающих андезитов присутствуют в небольшом количестве базальты (р. Урюм) и дациты (мыс Кузнецова). Первые характеризуются более основным составом плагиоклаза и присутствием оливина (нередко измененного), у вторых среди темноцветных минералов нередко появляются ромбический пироксен и роговая обманка. Для секущих тел западного побережья полуострова (мыс Виндис) характерна повышенная щелочность слагающих их пород, обусловленная присутствием в них щелочного полевого шпата (по-видимому, анортоклаза). Структура таких пород близка к трахитовой.

http://jurassic.ru/

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения пользуются на Сахалине повсеместным распространением, покрывая плащом различной мощности почти всю территорию острова.

В условиях горного сильно расчлененного рельефа острова наибольшее развитие имеют генетические типы отложений склонового ряда: коллювио-делювий, коллювий и делювий. Склоны большинства горных гряд средней крутизны обыкновенно покрыты щебнисто-суглинистыми коллювиально-делювиальными образованиями. В наиболее возвышенных и крутосклонных участках гор преобладающими становятся коллювиальные накопления, образующие глыбовые и щебнисто-глыбовые осыпи и каменные потоки. Делювиальные отложения, в составе которых преобладают суглинки и глины иногда с примесью мелкого щебня, встречаются локально, образуя пологие участки склонов у подножья горных гряд.

Элювиальные образования, вещественный состав которых зависит от подстилающих пород, слагают значительные площади на севере острова, где широко развиты элювиальные супеси, суглинки и пески, возникшие за счет выветривания неогеновых отложений. В этих же районах, в условиях пологоволнистого рельефа, обычно выделяются элювиальные и делювиальные отложения, нерасчлененные, близкого к элювию механического состава. На плоских водоразделах Восточно-Сахалинских гор элювий представлен крупноглыбовыми и щебнисто-глыбовыми россыпями.

В межгорных депрессиях и долинах рек преобладающими являются аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, которыми сложены террасы различного возраста. Механический состав аллювия изменяется вниз по долинам рек от валунно-галечного в верховьях к песчано-галечниковому в среднем течении и супесчаному и суглинистому в низовьях.

В северной равнинной части острова в условиях широкого распространения неогеновых песчано-галечниковых толщ четвертичные аллювиальные отложения на всем протяжении долин имеют существенно песчаный состав.

Озерные слоистые глины образуют значительные площади в средней части Северного Сахалина в районах, где в среднечетвертичное время существовали озерные бассейны. По окраинам межгорных впадин и реже у подножья склонов в долинах крупных рек встречаются пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, образующие конусы выносов или шлейфы. Дельтовые (аллювиально-морские) отложения известны в устье р. Поронай.

Ледниковые отложения (морены) установлены в верховьях р. Чамгу на восточном склоне Набильского хребта. К моренам В. В. Соловьев относит также валунные суглинки и супеси, развитые в районе горы Нанива на севере острова и на Охинском перешейке. Следами размытых морен, по-видимому, являются эрратические валуны, обнаруженные В. О. Савицким на денудационных поверхностях в районе Набильского хребта. Флювиогляциальными галечниками и песками сложены периферические части Луньско-Венгерийской и Пограничной депрессий, в которые в ледниковые эпохи происходил основной сброс талых ледниковых вод из Восточно-Сахалинских гор. Весьма вероятно, что флювиогляциальный генезис имеет также часть песчано-галечниковых отложений, широко развитых по окраине Тымь-Поронайской депрессии и на Тымь-Поронайском водоразделе, а также в меж-

http://jurassic.ru/

горных впадинах Западно-Сахалинских гор. Отделение флювиогляциальных отложений от аллювиальных в горных районах Сахалина затруднительно из-за сходства их литологического состава.

Морские пески, суглинки и глины широко развиты только на севере острова, где ими сложены низкие прибрежные равнины. Локально они встречаются на северном побережье заливов Терпения и Анивского и на Муравьевской низменности.

Эоловые отложения образуют значительные площади на западном побережье острова в районе пос. Рыбновск и к северу от пос. Красногорск.

Торфяники очень широко распространены на приморских низменностях, в низовьях р. Поронай, а также в долинах всех более или менее значительных рек. Мощность торфяников обычно 2—3 *м*, в долине р. Поронай до 9 *м*.

Вулканогенные образования неоген-четвертичного возраста известны только в районе мыса Ломанон, где они представлены базальтовыми лавами и туфами орловской свиты.

Четвертичные отложения в большинстве случаев образуют маломощный покров, редко превышающий 15—20 *м*. Такую мощность имеют аллювиальные отложения в низовьях рек по выходе их в межгорные впадины. В средних и верхних отрезках долин наблюдается лишь маломощный (2—3 *м*) покров аллювиальных галечников, образующих поверхности многочисленных цокольных террас. Только в тех районах, где четвертичные отложения выполняют древние переуглубленные долины или где они приурочены к зонам длительного неоген-четвертичного прогибания, мощность их резко повышается и, как показало бурение, в западной части Поронайской и Сусунайской депрессиях превышает 200 *м*. Мощность склоновых образований крайне неравномерна. В привершинных частях горных гряд на склонах обычно наблюдается разорванный покров коллювиальных и делювиально-коллювиальных образований, среди которых встречаются многочисленные выходы дочетвертичных пород. У подножья склонов мощность делювиально-коллювиальных и делювиальных отложений увеличивается до нескольких метров.

Степень изученности четвертичных отложений еще совсем недавно была крайне низкой. Существовавшие до 1950—1960 гг. представления о строении четвертичного покрова острова основывались главным образом на материалах, содержащихся в работах Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого (1915) и Д. И. Дамперова и Б. Н. Елисеева (1932). Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений велось в зависимости от принадлежности их к тем или иным террасовым уровням, так как отсутствовали данные о спорово-пыльцевых комплексах и остатках диатомовой флоры в этих отложениях.

За последние десять лет большие материалы по стратиграфии четвертичных отложений Сахалина получены ВСЕГЕИ (Г. С. Ганешин, В. М. Рыжкова и В. В. Соловьев), экспедицией Главного гидрогеологического управления (С. М. Александров, С. В. Белецкая, Г. С. Ведерников, В. С. Возова, В. С. Касьянов, Б. П. Мытарев, А. А. Трепалина, В. П. Феликс и др.), Сахалинского территориального геологического управления (В. Г. Беспалый, Ю. М. Ковтунович, В. П. Клюев, Г. В. Полунин, В. О. Савицкий, Ю. Н. Тарасевич и др.) и ВНИГРИ (С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Безюк, И. И. Ратновский и др.).

В палинологическом изучении четвертичных отложений большую роль сыграли работы А. Н. Александровой, Н. Г. Вул, М. П. Гричук, Г. Г. Эданской, Л. С. Короткевич, В. Ф. Морозовой, П. Н. Соколовой,

http://jurassic.ru/

Л. А. Табояковой и Л. И. Цыгановой. Изучение диатомовых водорослей проводилось А. П. Жузе, И. А. Купцовой и А. А. Струве.

Для понимания строения четвертичных отложений большое значение имело бурение серии скважин в средней и южной частях Поронайской депрессии, прошедших всю толщу четвертичных отложений (Буюклинский профиль и ряд скважин на побережье залива Терпения). Данные, полученные в результате обработки керна этих скважин, положены в основу излагаемых ниже стратиграфических построений.

Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой (1915) подразделяли четвертичные отложения на постплиоценовые и современные. На западном побережье Северного Сахалина к осадкам постплиоценовой трансгрессии они относили толщу галечников, песков и конгломератов, переходящих вверх по разрезу в пески с прослоями глин, лишенных остатков фауны. К современным отложениям эти же исследователи относили пески и глины, которыми сложены террасы ниже постплиоценовой, развитые в устье р. Арково.

Примерно такой же стратиграфической схемы придерживались Д. И. Дамперов и Б. Н. Елисеев (1932). Более дробная стратиграфическая схема, основанная на отнесении четвертичных отложений различного генезиса к различным комплексам террас, была предложена Г. И. Чернышевым (1934), выделившим: а) отложения древней постплиоценовой морской трансгрессии, б) отложения постплиоценовых морских террас, в) отложения морских террас постледниковой морской трансгрессии, г) плейстоценовые аллювиальные отложения и д) современные морские отложения.

Прежде чем перейти к существующим стратиграфическим схемам четвертичных отложений, остановимся на рассмотрении неоген-четвертичной границы. Многие исследователи отмечали большое сходство верхнеплиоценовых и четвертичных отложений и нечеткость неоген-четвертичной границы. Е. М. Смехов объяснял это тем, что «...процессы тектогенеза и вулканизма, широко развитые в третичном периоде, продолжались и в четвертичное время» (1953). Правильность этого вывода подтверждается данными пробуренных глубоких скважин в Поронайской депрессии, которыми вскрыта литологически однородная толща верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, граница между которыми может быть проведена только на основании изменений в составе спорово-пыльцевых комплексов.

Охинским стратиграфическим совещанием 1959 г. была высказана рекомендация о проведении нижней границы четвертичной системы по кровле маруямской, рыбновской, помырской и нутовской свит. Как показали новые данные, использование этого критерия возможно в том случае, если между плиоценом и четвертичными отложениями устанавливается угловое несогласие или если различные горизонты четвертичных отложений ложатся на верхний плиоцен с размывом. В этих случаях, однако, как правило, в разрезе отсутствуют отдельные части верхнего плиоцена или плейстоцена и поэтому наблюдаемая граница не является стратиграфическим рубежом между неогеновой и четвертичной системами. Эту границу, казалось бы, с большим основанием следовало искать в районах устойчивого осадконакопления с конца плиоцена и на протяжении всего плейстоцена. Однако из-за литологического однообразия подобных разрезов и плавного состава палинологических комплексов, отражающих изменение климатических условий в сторону похолодания, решение вопроса о неоген-четвертичной границе крайне сложно и субъективно. В этих условиях представляется наиболее правильным выделение в большинстве случаев нерасчлененной переходной толщи верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений,

http://jurassic.ru/

что и принято Г. С. Ганешиным и В. В. Соловьевым в их стратиграфических построениях.

Используя результаты исследования Поронайских скважин, А. Н. Александрова и С. В. Белецкая (1965) считают возможным проведение границы между верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными отложениями там, где в составе спорово-пыльцевых комплексов резко сокращается число термофильных родов и в растительном покрове увеличивается участие травянистых растений.

Г. С. Ганешиным и В. В. Соловьевым (1965) была предложена следующая стратиграфическая схема четвертичных отложений Сахалина: плиоцен-нижнечетвертичные отложения ($Pl - Q_{I}$), нижнечетвертичные (Q_{I}), среднечетвертичные (Q_{II}), верхнечетвертичные (Q_{III}) и современные (Q_{IV}). В схему включаются также промежуточные по возрасту подразделения: нерасчлененные нижне- и среднечетвертичные отложения, средне- и верхнечетвертичные, а также верхнечетвертичные и современные отложения.

Более подробную стратиграфическую схему, основанную главным образом на использовании палинологических данных, предлагают А. Н. Александрова и С. В. Белецкая для Поронайской депрессии. Указанными авторами раннечетвертичная и среднечетвертичная эпохи осадконакопления по особенностям климатической обстановки подразделяются соответственно каждая на два этапа (теплый и холодный), позднечетвертичная эпоха — на четыре этапа и современная — на три этапа.

Следует отметить, что разрез Поронайской скважины (скв. № 1) может быть стратиграфически интерпретирован иначе, чем это сделано А. Н. Александровой и С. В. Белецкой. Два нижних горизонта верхнего плейстоцена могут быть отнесены к среднечетвертичным отложениям. Кроме того, в предложенной А. Н. Александровой и С. В. Белецкой стратиграфической схеме трудно объяснимо увеличение вверх по разрезу мощности основных подразделений четвертичной системы; нижнечетвертичные отложения в скв. 1 имеют мощность 28,9 *м*, среднечетвертичные — 38,6 *м* и верхнечетвертичные — 42,2 *м*. Учитывая, что длительность раннего плейстоцена значительно превышает длительность среднего и позднего плейстоцена и что в этом же направлении происходит ослабление тектонических движений и, следовательно, прогибания впадин, казалось бы, что соотношение мощностей должно быть обратным, что и подтверждается Буюклинскими скважинами.

Плиоцен-нижнечетвертичные отложения

Эти отложения участвуют в строении Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий, залегая в большинстве случаев на значительной глубине и лишь изредка обнажаясь в цоколях террас по краям депрессий. Лучше всего они изучены в Поронайской части депрессии, где развита толща озерных и аллювиально-озерных глин, суглинков, песков и галечников с прослоями лигнитов и торфяников, связанная постепенными переходами с литологически близкими породами маруямской свиты. Глинистые осадки плиоцен-раннечетвертичного возраста в скв. 6 Буюклинского профиля, по данным Л. С. Короткевич, содержат следующий спорово-пыльцевой комплекс (рис. 45, а): *Tsuga* до 1,3%, *Picea* 18—56%, *Pinus* 3—10%, *Abies* 1,5—3,0%, *Larix* 1—1,3%. Содержание пыльцы *Betula* и *Alnus* колеблется от 5 до 45%. Широколиственные породы представлены пыльцой *Quercus* до 1%, *Ulmus* до 1%, *Tilia* до 1,2%, *Fagus* до 2,8%, *Corylus* до 2%, *Ilex* до 1%. Травянистая растительность представлена небольшим количеством пыльцы

http://jurassic.ru/

Cyperaceae, Compositae и Artemisia. Споры *Lycopodium, Polypodiaceae, Sphagnum* и *Bryales* принимают в спектре незначительное участие. Приведенный спорово-пыльцевой комплекс указывает на господство во время накопления глин темнохвойной тайги со значительной примесью лиственных пород, в том числе и теплолюбивых.

Переходная толща от маруямской свиты к заведомо четвертичным отложениям установлена по данным бурения в Сусунайской депрессии, где ее мощность от периферии к осевой части последней изменяется от 10 до 220 *м*.

Обобщение палинологических данных по всей территории Дальнего Востока показывает, что общая тенденция к похолоданию климата начала проявляться с конца палеогена, отражаясь в смене теплолюбивых эоценовых флор все более и более умеренными, вплоть до очень обедненной в позднем плиоцене. Л. А. Табоякова (1963) указывает, что среди верхнеплиоценовых отложений Сахалина встречаются спорово-пыльцевые комплексы весьма угнетенной флоры, представленной главным образом березой, ольхой и сосной. В позднем плиоцене также увеличивается роль холодолюбивых морских моллюсков (Жидкова, 1962; Хоменко, 1934).

Плиоцен-раннечетвертичный возраст имеют также базальтовые, андезито-базальтовые лавы, образующие покровы и андезитовые экструзивные тела, развитые у мыса Ламанон, а также небольшие базальтовые тела по периферии Восточно-Сахалинских гор.

Нижнечетвертичные отложения

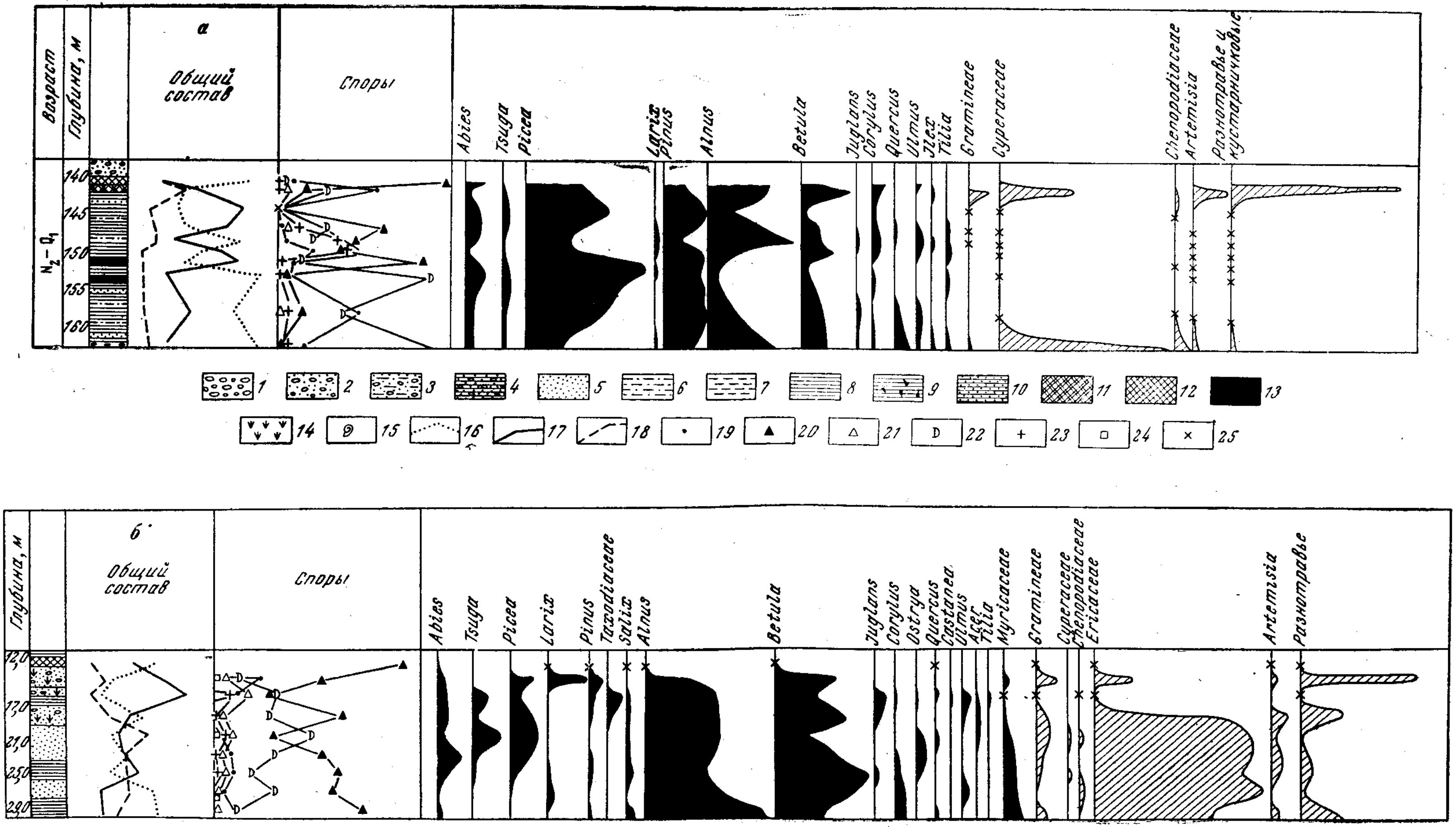
Эти отложения выделяются с большой условностью и трудно отличимы от плиоцен-нижнечетвертичных, так как характеризуются сходным спорово-пыльцевым комплексом.

К нижнечетвертичным отложениям Л. И. Цыганова, М. А. Захарова и Ю. Н. Тарасевич (1962) относят песчано-глинистые отложения, развитые на побережье залива Терпения и изученные в абразионном обрыве с глубины 12,5 *м* (см. рис. 45,б). Содержание пыльцы древесных пород в этих отложениях колеблется от 20 до 50%, травянистых 15—30%, а спор — 20—50%. Сумма пыльцы хвойных не превышает обычно 30%, причем на долю *Abies* приходится 7%, *Tsuga* 6—10%, *Picea* 10%, *Pinus* 2—7%. Встречается также пыльца семейства Taxodiaceae. Доминирует по всему разрезу пыльца *Alnus* и *Betula*. Сумма пыльцы *Juglans* широколиственных пород не превышает 12—15%, наиболее часто встречаются *Juglans* до 1,5%, *Corylus* 1,5—5%, *Quercus* 1,5, *Ulmus* 1,5—3,0%, *Acer* 1,5%, *Castenea* и *Tilia* единично. Среди травянистых встречается пыльца Ericaceae, Gramineae, Cyperaceae, *Artemisia* и др. Из споровых наиболее обычны *Sphagnum* (60—70%) и Polypodiaceae (20—30%).

Близкие к описанному спорово-пыльцевые спектры были изучены Г. Г. Зданской из суглинистых прослоев в маломощном аллювиальном чехле высоких террас в долинах рек Западно-Сахалинских гор.

Г. С. Ведерников (1960) предположительно к нижнечетвертичным отложениям относит галечники, пески, глины и суглинки, выстилающие срединный дол п-ова Шмидта. Аналогичные образования описаны В. В. Соловьевым в разрезах высоких террас в северной части Охинского перешейка видимой мощностью более 10 *м*. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца широколиственных пород. Диатомовая флора, изученная из этих отложений А. И. Моисеевой, указывает на их континентальный генезис.

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

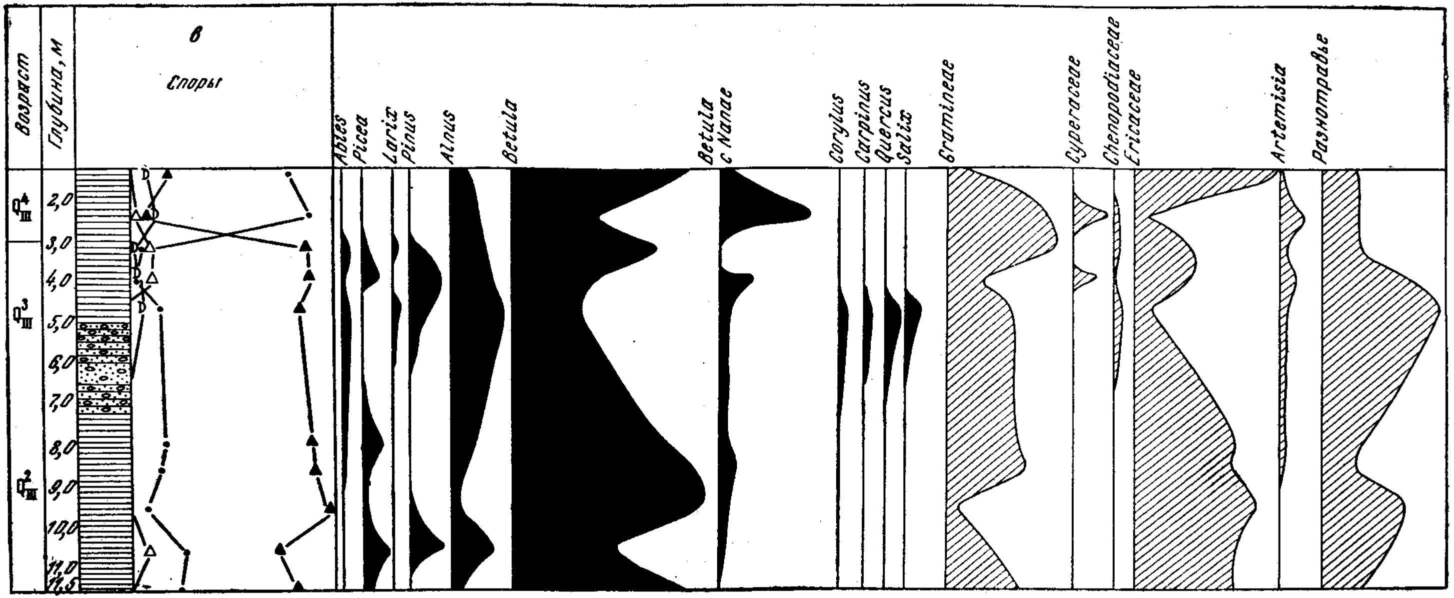


Рис. 45. Спорово-пыльцевые диаграммы: *а* — плиоцен-нижнечетвертичных отложений из буровой скв. 6 в районе пос. Буюклы (по Л. С. Короткевич), *б* — нижнечетвертичных отложений из разреза на побережье зал. Терпения (по Л. И. Цыгановой), *в* — верхнечетвертичных отложений из скважины в районе пос. Мицулевка (по В. Ф. Морозовой)

1 — валунно-галечниковые отложения; *2* — песок с галькой; *3* — песчано-суглинистые отложения; *4* — глина с песком и галькой; *5* — песок; *6* — супесь; *7* — суглинок; *8* — глина; *9* — глина со щебнем; *10* — глина с песком; *11* — глина оторфованная; *12* — торф; *13* — лигнит; *14* — растительные остатки; *15* — остатки морских моллюсков; *16* — кривая спор; *17* — кривая пыльцы древесных растений; *18* — кривая пыльцы травянистых растений; *19* — споры *Bryales*; *20* — споры *Sphagnum*; *21* — споры *Lycopodium*; *22* — споры *Osmunda Polypodiaceae*; *23* — споры *Osmunda*; *24* — споры *Equisetum*, *25* — единичные пыльцевые зерна и споры

http://jurassic.ru/

По данным А. Н. Александровой и С. В. Белецкой, в Поронайской депрессии нижнечетвертичные отложения залегают на глубине 92,6—121,5 *м*. На верхнеплиоценовых отложениях они лежат с размывом, представлены суглинками, супесями и песками. По сравнению с верхнеплиоценовыми в спорово-пыльцевых комплексах этих отложений увеличилось участие травянистых растений и резко сократилось число термофильных родов. Формирование этих отложений началось в условиях сначала теплого и влажного, а затем теплого и сухого климата. В конце раннечетвертичного времени имело место резкое похолодание, вызвавшее развитие разреженной кустарниковой растительности и трав, ныне произрастающих в гольцевой зоне Сахалина.

Условно к нижнечетвертичным в горных районах относятся аллювиальные отложения наиболее высоких террас (100—120 *м*), на цоколе из четвертичных пород которых обыкновенно залегают или нижнечетвертичный маломощный галечниковый слой или отдельные валуны. Обломочный материал отличается глубокой выветрелостью.

Среднечетвертичные отложения

Среди среднечетвертичных пород различаются озерные, аллювиальные и озерно-аллювиальные, аллювиально-делювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения пестрого литологического состава и изменчивой мощности. В скв. 6 у пос. Буюклы к ним отнесена более чем двухсотметровая аллювиальная и озерно-аллювиальная толща переслаивающихся суглинков, супесей с гравием и галькой или с примесью гравия и гальки и отдельных валунно-галечниковых прослоев.

На основании палинологического изучения керна, отобранного В. Г. Беспалым и Д. В. Лопатиным, Л. С. Короткевич пришла к выводу, что отложения на глубине от 45 до 300 *м* накапливались в обстановке прогрессивно ухудшающегося климата. Если в нижней части на глубине от 177 до 300 *м* была встречена древесная пыльца *Larix, Abies, Picea jezoensis, Pinus, Betulla,* пыльца травянистых Cyperaceae, Ericaceae, Gramineae, Artemisia и споры мхов и папоротников, то верхняя половина разреза практически немая. Г. С. Ганешин и В. В. Соловьев высказали предположение о формировании верхней части толщи в эпоху наиболее сурового климата, соответствующего времени максимального оледенения острова, а нижележащих горизонтов — в предледниковье. Песчано-галечниковые отложения второй половины среднего плейстоцена слагают Тымь-Поронайский водораздел и выходят по бортам Тымь-Поронайской депрессии, постепенно погружаясь на юг в сторону залива Терпения.

Среднечетвертичные отложения существенную роль играют в строении Сусунайского дола, где они, по данным А. А. Трепалиной (1958), представлены песками, глинами и суглинками с гравием и галькой мощностью 40 *м*. В средней части этой толщи В. Ф. Морозовой изучен крайне бедный спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на развитие в это время лесотундровой растительности.

По данным А. Н. Александровой и С. В. Белецкой, среднечетвертичные пески, суглинки и глины залегают в Поронайской депрессии на глубине от 54 до 92 *м*. Формирование нижней части разреза этих отложений происходило в условиях теплого и влажного климата, когда произрастали мелколиственные леса с примесью широколиственных пород: лещины, вяза, дуба и клена.

В условиях умеренно теплого климата отложилась верхняя часть разреза среднечетвертичных отложений. В это время существовали разнотравно-злаковые луга с участием лесов из березы с примесью

http://jurassic.ru/

лещины, граба, ореха, вяза и дуба. Нижняя толща на основании изучения диатомовой флоры имеет аллювиальный и озерный генезис, верхняя отложилась в лагунных условиях. Отсутствие осадков со следами значительного похолодания в разрезе среднечетвертичных отложений объясняется размывом на границе двух описанных этапов осадкообразования. Представляется, что правильнее отнести к среднечетвертичным также слои 23—27, рассматриваемые А. Н. Александровой и С. В. Белецкой как верхнечетвертичные (Q^1_{III} и Q^2_{III}). Нижняя часть этих отложений сформировалась при теплом климате, верхняя же часть — в условиях значительного похолодания. Характерно, что в слоях 26 и 27 пыльца и споры не были обнаружены, что также отмечалось нами при описании среднечетвертичных отложений в других районах Сахалина.

При такой интерпретации материалов по скв. 1 выявляется межледниковая (или доледниковая) толща, сформировавшаяся в теплых и умеренно теплых условиях, и верхняя, отвечающая времени максимального похолодания (среднечетвертичного оледенения).

К озерным среднечетвертичным отложениям В. В. Соловьев и Г. С. Ганешин относят слоистые пески, суглинки и глины, развитые в верховьях рек Вал, Лангры и Ныш и образующие равнины в центральной части Северного Сахалина. Судя по палинологическим данным (крайне угнетенные спорово-пыльцевые комплексы) и взаимоотношению с вложенными верхнечетвертичными террасами, формирование этих отложений имело место во второй половине среднего плейстоцена.

К ледниковым отложениям этого возраста В. В. Соловьев относит несортированные суглинки и супеси с валунами (иногда со следами ледниковой штриховки), галькой и гравием мощностью более 15 *м*, развитые на водоразделе рек Наниво и Березовки, а также на Охинском перешейке к западу от залива Коленду.

Флювиогляциальные отложения этого же возраста, представленные преимущественно галечниками с примесью и прослоями песков мощностью первые десятки метров, сохранились в Луньско-Венгерийской и Пограничной депрессиях Восточно-Сахалинских гор, в которые происходил сток талых ледниковых вод. Характерно, что эти галечники располагаются вне всякой связи с современными речными долинами.

В горах как среднечетвертичные обычно рассматриваются маломощные горизонты аллювия, залегающие на террасах среднего комплекса высотой 40—60 *м*.

Верхнечетвертичные отложения

Отложения верхнего плейстоцена представлены на Сахалине аллювиальными, морскими и ледниковыми генетическими типами. Возможность сопоставления аллювиальных и морских отложений с моренными и флювиогляциальными накоплениями заведомо позднечетвертичного возраста позволяет со значительно большей достоверностью по сравнению с нижнечетвертичными и среднечетвертичными выделять эту группу отложений.

Наиболее древние из этих отложений пройдены скважиной в южной части Сусунайского дола на глубине 4—9,5 *м* и представлены озерно-аллювиальными глинами, песками и галечниками, в которых В. Ф. Морозовой изучен спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий климату, близкому к современному или даже более теплому, благоприятствовавшему произрастанию смешанных лесов с примесью широколиственных пород (18—20%) на юге острова. В аллювии 20—25-мет-

http://jurassic.ru/

ровой террасы рек Онорки и Красногорки, по данным Г. С. Ведерникова и А. А. Трепалиной, пыльцы широколиственных пород не более 4—6% от общего количества древесных пород, что объясняется более северным положением этого района и, следовательно, проявлением широтной климатической зональности. Этот же возраст имеют отложения, залегающие в основании морских террас средней высотой 20—25 *м*, а также вскрытые в Поронайской скважине (слой 28) глины с включением гравия и гальки, а также раковины морских моллюсков, содержащие спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на существование мелколиственных лесов со значительным содержанием кустарниковых видов и примесью широколиственных пород. По данным М. П. Гричук и Н. С. Соколовой (1959), подобные отложения выделяются также в разрезе Нижне-Троицкой скважины Сусунайской депрессии на глубине 3—12 *м*.

Наличие хорошо сохранившихся экзарационных форм и сопутствующих им ледниковых накоплений, описанных в Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских горах и на п-ове Шмидта, позволяет говорить о проявлении на Сахалине позднечетвертичного горно-долинного оледенения. Морены этого оледенения представлены валунными суглинками с примесью глыб и щебня и имеют мощность до 20 *м*. Значительное похолодание климата отразилось на процессах осадконакопления, о чем свидетельствуют криогенные деформации первичной слоистости осадков, наблюдаемые как в северных районах острова, так и на крайнем юге вплоть до широты г. Корсакова. В этих же суровых климатических условиях произошло формирование делювиально-солифлюкционных покровных бурых и палевых комковатых суглинков и супесей, обогащенных в предгорьях щебнем.

Отложения этого возраста принимают участие в строении 15—18-метровых речных террас и 15—20-метровых морских террас. Как те, так и другие характеризуются грубым механическим составом отложений, преобладанием валунно-галечниковых толщ, замещающихся на равнинах гравием и песками. Озерно-аллювиальные глины и суглинки обычно перекрыты более молодыми осадками. В подобных отложениях в районе пос. Мицулевки (Южный Сахалин) на глубине от 8 до 11,5 *м* В. Ф. Морозовой изучен довольно холодолюбивый спорово-пыльцевой спектр (см. рис. 45, *в*), в котором преобладает пыльца *Alnus* и *Betula* (в том числе и *Betula sek. Nanae*). Пыльца хвойных в сумме не превышает 10%, а пыльца широколиственных пород отсутствует.

Еще более «холодный» спорово-пыльцевой комплекс определен Г. Г. Зданской из аллювия 18-метровой террасы р. Орловки (Средний Сахалин), в котором количество пыльцы хвойных пород уменьшается до 5—8%, причем среди пыльцы *Pinus* значительная доля приходится на пыльцу *Pinus pumila*. В отложениях 15-метровой морской террасы в районе мыса Хоэ установлен еще более обедненный спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий лесотундровой растительности.

Палинологическое изучение разреза озерно-аллювиальных и озерных отложений у пос. Мицулевки, а также многочисленных разрезов аллювия 12—15-метровых террас показывает, что на осадках, отвечающих первому позднечетвертичному ледниковью, залегают слои, в составе спорово-пыльцевых комплексов которых содержится до 12—15% пыльцы широколиственных пород (от общей суммы пыльцы древесных пород), что позволяет говорить о проявлении на Сахалине значительного потепления (межледниковья ?) во второй половине позднего плейстоцена.

http://jurassic.ru/

В конце позднечетвертичного времени улавливается еще одна волна похолодания, с которой связано последнее коровое оледенение. На составе растительности это ухудшение климата отразилось слабо, вызвав некоторое понижение верхней границы леса. В этих условиях активизировались склоновые процессы, произошло формирование грубообломочных чехлов на горных склонах и маломощных делювиально-коллювиальных шлейфов в предгорьях и внутригорных понижениях. Пыльцевые комплексы, изученные из этих отложения, сравнительно угнетенные.

По данным А. Н. Александровой, в аллювиально-морских отложениях 7-метровой террасы на восточном берегу оз. Айнского получены спорово-пыльцевые комплексы, содержащие *Picea* 18—26%, *Pinus* 4—18%, *Alnus* 30—47%, *Betula* 23—30%, *Salix* 16,2%. Пыльца широколиственных пород здесь отсутствует совершенно.

Современные отложения

Современные отложения, сформировавшиеся за последние 10 тыс. лет и продолжающие образовываться и в настоящее время, представлены разнообразными генетическими типами: аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными, морскими, дельтовыми, эоловыми, биогенными и грязевулканическими. Изучение спорово-пыльцевых комплексов этих отложений позволяет выявить довольно четкие изменения климата послеледниковья и соответственно этому выделить слои, образовавшиеся в раннем голоцене (Соловьев, Зданская, 1963).

Так, например, изучение послеледниковых отложений Тымь-Поронайского водораздела, представленных глинами и суглинками мощностью 2 *м*, перекрытыми торфом мощностью 0,90 *м*, показало, что наиболее обедненный спорово-пыльцевой комплекс содержится в нижнем слое, в котором преобладают споры папоротников и сфагновых мхов, а пыльца древесных пород (*Picea, Alnus, Betula*) и травянистых растений представлена единичными зернами. Образование этих отложений, по-видимому, относится к позднеледниковью.

Вышележащие отложения характеризуются разнообразными комплексами, по которым удается выделить три фазы в развитии растительности, соответствующие раннему послеледниковью, времени климатического оптимума и современному отрезку голоцена.

В спорово-пыльцевых комплексах нижней части послеледниковых отложений содержание пыльцы древесных пород колеблется от 19,5 до 54%, причем господствующей является пыльца *Betula* (в том числе B. Ermani) 51—72%. Содержание пыльцы *Alnus* варьирует от 4 до 12%, *Picea* — от 3 до 12%, *Abies* — от 0,5 до 2%, *Pinus* — от 0,5 до 4%. Пыльца широколиственных пород отсутствует. Указанные данные свидетельствуют о прохладном и влажном климате раннего голоцена.

Совершенно иной тип спорово-пыльцевых комплексов получен из нижнего горизонта торфяников. На долю древесных пород в нем приходится 51,4%, преобладающей является пыльца *Picea* (38,8%), много пыльцы *Betula* и *Alnus* и значительно меньше *Abies, Larix, Pinus*. В небольших количествах постоянно присутствует пыльца широколиственных пород: *Carpinus, Quercus, Ulmus, Corylus,* что указывает на более благоприятные климатические условия середины голоцена.

Спорово-пыльцевой спектр верхнего горизонта торфа близок по составу к вышеописанному, но отличается от него отсутствием пыльцы широколиственных пород, сокращением роли ели и возрастанием значения березы и лиственницы. Отмечается новое похолодание, обусловившее изменение климата.

http://jurassic.ru/

Указанная закономерность в изменении спорово-пыльцевых комплексов отмечается также и в других разрезах послеледниковых отложений в различных частях острова, однако состав комплексов (особенно количество пыльцы широколиственных пород) несколько изменяется под влиянием широтной климатической зональности. Так, на юге острова в морских послеледниковых отложениях на побережье Анивского залива количество пыльцы широколиственных пород увеличивается до 15% от суммы пыльцы древесных пород.

Послеледниковыми отложениями (раннего и среднего голоцена) образованы высокие поймы и лайды, а иногда и террасы высотой до 4 *м*. Мощность их редко превышает 10 *м*. Наиболее молодыми осадками образованы низкие поймы, пляжи, дюны, продолжающие формироваться и в настоящее время. Мощность их редко достигает 2—3 *м*. Аллювий на равнинах представлен песками, суглинками, супесями с прослоями галек, в горах — галечниками с прослоями и линзами песков. Русловые галечники перекрыты пойменными суглинками и супесями.

Грязевулканические образования, представленные плотной серой глиной с включением обломков песчаников, аргиллитов и алевролитов, развиты на небольших площадях вблизи Пугачевского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов.

Торфяники мощностью до 9 *м* приурочены к наиболее пониженным частям Поронайского и Сусунайского долов. Меньшей мощности торфяники в большом количестве встречаются на низменностях, на террасах рек и на Тымь-Поронайском водоразделе.

С аллювием, эоловыми и морскими отложениями позднего голоцена связаны многочисленные неолитические стоянки Сахалина. Р. В. Чубарова (1955) в развитии материальной культуры древних жителей острова намечает три хронологических этапа.

Первый этап характеризует эпоху развития неолита на Сахалине (второе — конец первого тысячелетия до н. э.) и является древнейшим из известных. В стоянках Стародубское II и Сусуйской был собран богатый керамический (сосуды), каменный (каменные топоры, долота, наконечники стрел и копий, ножи и скребки) и особенно богатый костный материал (наконечники гарпунов, наконечники стрел, лопатки и мотыги, шилья и проколки, орнаментированные костяные трубочки и пластинки). Первый этап был периодом расцвета техники обработки каменных орудий.

Второй этап (конец первого тысячелетия до н. э. — первое тысячелетие н. э.) представлен материалами, резко отличающимися от соответствующих материалов стоянок первого этапа. Сосуды имеют характерную орнаментацию, в каменном инвентаре уменьшается количество орудий, сохраняется богатый костяной инвентарь.

Третий этап (второе тысячелетие н. э) представлен материалами стоянки у сел. Промысловая. Керамика характеризуется грубыми неорнаментированными сосудами, каменный инвентарь беден и однообразен.

Нерасчлененные четвертичные отложения

Из-за слабой изученности остаются стратиграфически нерасчлененными элювий и склоновые образования: делювий, делювио-коллювий и коллювий.

Как отмечалось выше, элювий развит на Северном Сахалине, где он приурочен к обширным слабо расчлененным денудационным поверхностям и реликтам древних поверхностей выравнивания в горах. Лито-

http://jurassic.ru/

логически элювий крайне разнообразен. В Тонино-Анивском хребте, в Восточно-Сахалинских горах и их предгорьях встречаются разрезы элювия мощностью 1—2 *м*. Среди глинистых минералов в этих отложениях значительную роль играет каолин, в то время как элювий в остальных районах имеет существенно гидрослюдистый состав. Такое различие позволяет предположить разновозрастность элювия. Возникновение элювия на реликтовых поверхностях выравнивания Восточно-Сахалинских гор могло начаться еще в донеогеновое время.

У подножья пологосклонных возвышенностей широко развиты делювиальные шлейфы, возраст которых из-за отсутствия ясных взаимоотношений с определенными террасовыми уровнями определить невозможно. На длительность формирования делювиальных толщ указывает участие в их строении грубообломочных и более тонкозернистых горизонтов, образование которых следует связывать с ледниковыми и межледниковыми эпохами.

На склонах гор широко распространены коллювиальные и делювиально-коллювиальные образования, мощность которых к подножью горных гряд возрастает до 3—5 *м*. Коллювий представлен глыбовым и щебенисто-глыбовым материалом, делювио-коллювий содержит значительную примесь более тонкозернистого материала. Выше границы леса коллювиальными массами образованы каменные осыпи и каменные потоки. Закрепленный, слабо подвижный коллювий занимает большие площади горных склонов в лесной зоне, являясь следствием усиления процессов физического выветривания в прошлом, по-видимому, в периоды ледниковых эпох. Делювиально-коллювиальные образования приурочены обычно к средней части склонов, будучи представлены преимущественно щебенистыми суглинками.

При создании сравнительно дробных стратиграфических схем четвертичных отложений, как это было видно на примере интерпретации материалов Поронайской скважины, авторы опираются главным образом на результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов, не уделяя внимания анализу мощности отложений и их детальному литологическому изучению. Отсутствуют также корреляционные схемы, содержащие стратиграфическое сопоставление наиболее полных разрезов четвертичных отложений, относящихся к различным геоморфологическим районам. Остаются недостаточно ясными масштабы среднечетвертичного оледенения на Сахалине и его влияние на формирование отложений. Необходимо продолжить изучение мореноподобных толщ, описанных в различных районах острова, выяснить пути переноса эрратического материала, закономерности в строении склоновых образований и роль сингенетических и эпигенетических криогенных деформаций.

http://jurassic.ru/

Глава V

МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Магматическая деятельность на Сахалине проявилась главным образом в формировании вулканогенно-терригенных образований, в меньшей степени в излиянии на поверхность магматических расплавов и в незначительной степени во внедрении в земную кору магматических расплавов и образовании интрузий кислого, среднего и основного состава. Вулканогенные излившиеся и вулканогенно-терригенные образования рассматриваются в разделе «Стратиграфия». Описание интрузий, распространенных в отдельных крупных регионах Сахалина, приводится в возрастной последовательности.

Наибольшим распространением интрузивные образования пользуются в Восточно-Сахалинских горах, где они прорывают донеогеновые отложения. На п-ове Шмидта интрузии приурочены главным образом к восточному побережью, где они прорывают меловые, а в ряде случаев и неогеновые отложения. На юге в Сусунайском хребте и на Тонино-Анивском полуострове интрузии также сравнительно широко распространены. В Западно-Сахалинских горах интрузивные образования и более редки и слагают лишь небольшие тела. В пределах же обширных низменностей Сахалина интрузии пока не установлены, хотя их присутствие на глубине вполне вероятно.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Восточно-Сахалинские горы

Интрузивные образования в Восточно-Сахалинских горах пользуются значительным распространением, особенно в южной части. Представлены они разнообразными по составу и возрасту породами от трахилипаритов до гипербазитов, охватывающих возрастной диапазон от раннего мела до плиоцена включительно. Эти образования к настоящему времени исследованы еще недостаточно хорошо. Первые сведения о них приведены в работах В. М. Дервиз (Дервиз, 1915) и Я. Саса (1938). В 1953—1957 гг. они изучались С. С. Дарбиняном, В. А. Махининым и В. Д. Чеховичем. Однако более полные сведения о них были получены в 1958—1965 гг. В. П. Клюевым, Ю. М. Ковтуновичем, А. К. Салдугеевым, В. О. Савицким, В. С. Рождественским, В. Т. Шейко, А. Н. Речкиным, В. Ф. Ероховым, О. К. Калишевичем, В. И. Нарыжным, В. Ф. Евсеевым и И. Г. Смирновым.

В последние годы некоторые обобщения по интрузивным образованиям Восточно-Сахалинских гор выполнены С. Д. Гальцевым-Безюком (1963), В. Ф. Ероховым (1964), И. Я. Зытнером (1964), А. А. Капицей (1960б), Ю. М. Ковтуновичем (1967), Н. В. Луцкиной (1967), В. И. Нарыжным (1963).

http://jurassic.ru/

В 1967 г. Ю. М. Ковтуновичем, Д. Ф. Семеновым и В. С. Рождественским предложена схема расчленения магматических образований Сахалина. В Восточно-Сахалинских горах, согласно этой схеме, выделены: раннемеловой гипербазитовый, позднемеловой — раннепалеогеновый (?) габбро-перидотитовый, палеогеновый гранитоидный интрузивный и раннеплиоценовый трахиандезитовый субвулканический комплексы, связанные с определенными этапами единого тектоно-магматического цикла, охватывающего период от позднего палеозоя до настоящего времени. Вопрос о более древних (палеозойских) интрузивных образованиях пока остается открытым. Таковыми в районе могут оказаться сильно измененные (отальковАнные, карбонатизированные и т. д.) серпентиниты, а также часть зеленокаменных пород с реликтами первичных диабазовых структур и амфиболиты, заключенные среди метаморфических сланцев вальзинской серии (условно нижний — средний палеозой). Эти породы изучены еще крайне слабо, в связи с чем одни из них (серпентиниты) в настоящее время условно относятся к раннемеловому интрузивному комплексу, другие (метадиабазы, амфиболиты и др.) не отделяются от стратифицированных образований вальзинской серии и рассматриваются совместно с последними.

Раннемеловой гипербазитовый интрузивный комплекс

Этот комплекс объединяет серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, габбро, габбро-диабазы и диабазы, которые в виде небольших штоков, даек и силлов прорывают и метаморфизуют вулканогенно-кремнистые и терригенные образования остринской и хойской свит (юра — ранний мел). Верхняя возрастная граница комплекса не установлена. В южной части Восточно-Сахалинских гор, по данным В. С. Рождественского, интрузивные тела прорывают как нижнюю, так и верхнюю подсвиту хойской свиты. В северной части, по материалам В. О. Савицкого, они прорывают только нижнюю подсвиту, а ультраосновные породы присутствуют в виде обломков в грубозернистых песчаниках верхней подсвиты. На этом основании возраст комплекса условно рассматривается как раннемеловой.

Интрузивные тела тяготеют к осевой части Восточно-Сахалинских гор, к водоразделу рек Набиль и Тымь, бассейнам рек Овень, Пиленги, Люкамы, Хой, Мелкой, Южной, Ивашки и Сороковой. Сюда же условно причислены серпентиниты, заключенные среди метаморфических пород вальзинской серии. Штоки обычно небольшие (до 2 *км*^{2}), овальные (гора Коржевина, верховье р. Ивашки) и сложены преимущественно диабазами и габбро-диабазами, в апикальных и краевых частях не полностью раскристаллизованными (горы Коржевина). Дайки и силлы представлены гипербазитами, габбро, габбро-диабазами и диабазами. Мощность их редко превышает 100—200 *мм,* при протяженности до 2—10 *км.* Интрузивные тела в большинстве случаев приурочены к осевым частям складок, реже располагаются на их крыльях и отчетливо тяготеют к зонам тектонических разрывов. Дайки и силлы ориентированы чаще всего в северо-западном направлении, параллельно простиранию мезозойских складчатых структур.

Формирование раннемелового интрузивного комплекса связывается с раннегеосинклинальными этапами тектоно-магматического цикла. По отношению к главной фазе складчатости комплекс является доскладчатым.

Серпентиниты — зеленые, темно-зеленые и почти черные породы, обычно сильно рассланцованные, жирные на ощупь, нередко с крупными (до 1 *мм*) изометричными пластинками и тонкими (до 1—

http://jurassic.ru/

2 *мм*) прожилками хризотил-асбеста. Они имеют решетчатую, реже петельчатую структуру и состоят из волокнистого хризотила (50—70%), бледно-зеленого антигорита (15—20%), бастита (5—10%), иногда асбеста и рудных: магнетита (2—10%) и хромита (до 1%).

Серпентинизированные перидотиты (главным образом лерцолиты), по А. К. Салдугееву, обладают порфиробластовой структурой с петельчатой основной массой. Состоят они из ромбического и моноклинного пироксена, оливина, серпентина, хромшпинели и рудных минералов. Порфиробласты представлены крупными кристаллами ромбического и моноклинного пироксена. Цвет пород темно-зеленый и почти черный.

Диабазы — породы темно-серые или темно-зеленые, мелкозернистые, плотные и однородные, с диабазовой (диабазово-офитовой) структурой. Сложены андезин-битовнитом (35—65%), авгитом или титан-авгитом (35—50%), магнетитом и ильменитом (1—10%). Вторичные изменения выражены весьма интенсивно и проявляются в серицитизации, соссюритизации, хлоритизации и альбитизации плагиоклазов, хлоритизации, пренитизации и уралитизации пироксенов, а также в замещении ильменита лейкоксеном.

Габбро и габбро-диабазы отличаются от диабазов более крупнозернистым строением и наличием габброофитовой или габбровой структуры.

Раннемеловые интрузии сопровождаются незначительными контактовыми ореолами. Вмещающие их породы вблизи контакта (до 1—5 *м*) обычно слабо окремнены, обогащены серицитом и хлоритом.

Химические анализы некоторых пород гипербазитового комплекса приведены в табл. 8.

В эндоконтактах интрузивных тел диабазов и габбро данного комплекса имеются незначительные рудопроявления меди. С раннемеловыми ультраосновными породами пространственно связаны ореолы рассеяния никеля, хрома и кобальта, а также присутствие в шлихах осмистого иридия.

Позднемеловой габбро-перидотитовый интрузивный комплекс

Этот комплекс объединяет пеструю гамму интрузивных пород — от гранитоидов до гипербазитов. Все они прорывают и метаморфизуют вулканогенно-кремнистые и терригенные образования позднесенонского

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содер-			
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	Серпентинит, верховье р. Кындкымеха, обр. 751	39,77	0,20	1,65	7,49
2	Диабаз, среднее течение р. Мелкой, обр. 7122г	48,05	0,97	9,73	4,65
3	Габбро-диабаз, устье р. Овень, обр. 306а	48,14	0,19	15,70	2,08
4	Габбро, низовье р. Овень, обр. 202	48,22	2,77	12,94	5,62
5	Габбро-диабаз, устье руч. Хребтового, правого притока р Чамгу, обр. 3000л	48,70	1,45	14,35	5,12
6	Габбро-диабаз, низовье р. Овень, обр. 309г	52,04	1,22	14,93	6,06

По данным В. О. Савицкого — 1, 3, 5, 6, В. А. Махинина — 4, Ю. М. Ковтуновича — 2.

http://jurassic.ru/

возраста ракитинской, богатинской и учирской свит, а их гальки присутствуют в нижнемиоценовых отложениях (люкаминская свита). Верхняя возрастная граница комплекса в настоящее время установлена недостаточно твердо. Не проливают свет в этом отношении и имеющиеся определения абсолютного возраста. Так, например, абсолютный возраст пегматитов, рвущих кварцевые диориты — габбро, определен в 130—132 млн. лет, что противоречит геологическим данным. Однако по наблюдениям Ю. М. Ковтуновича в конгломератах туровской свиты (кампан — маастрихт) присутствуют гальки диоритов и габбро-диоритов, напоминающие по составу породы данного комплекса.

В 1960 г. среди интрузивных образований комплекса Ю. М. Ковтуновичем выделялись в порядке внедрения от древних к молодым: 1) кварцевые диориты — габбро совместно с дайками и жилами плагиогранитов и пегматитов; 2) габбро-гипербазиты и сопровождающие их дайки и жилы пироксенитов, серпентинитов и габбро-пегматитов; 3) диориты и диоритовые порфириты. В 1964 г. В. Т. Шейко отнес к последней фазе маломощные (1—15 *м*) дайки диабазов, прорывающие как позднемеловые вулканогенно-кремнистые образования, так и интрузивы кварцевых диоритов — габбро и габбро-гипербазитов.

Исследования последних лет В. Т. Шейко и В. В. Слодкевича подтвердили указанную выше последовательность внедрения интрузий. В настоящее время установлено:

1. Кварцевые диориты — габбро обычно катаклазированы, эпидотизированы, цеолитизированы и пренитизированы, прорываются дайками и жилами серпентинитов, диабазов, диоритовых порфиритов, пегматитов и плагиогранитов. Последние не встречаются среди других пород комплекса. Кроме того, наблюдения за контактами позволяют предполагать, что кварцевые диориты — габбро прорываются габбро-гипербазитами.

2. Габбро-гипербазиты рассекаются дайками пироксенитов, диабазов и диоритовых порфиритов; слабо затронуты вторичными изменениями. По данным В. В. Слодкевича, в них содержатся ксенолиты кварцевых диоритов — габбро.

В распределении интрузивных тел намечается определенная закономерность. Кварцевые диориты — габбро и габбро-гипербазиты пространственно связаны с эвгеосинклинальными вулканогенно-кремнистыми образованиями верхнего мела. Диориты развиты как среди верхнемеловых, так и среди юрских — нижнемеловых отложений.

Таблица 8

жание в %									Сумма
FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	
—	0,23	37,10	0,48	0,32	0,12	Не опр.	0,40	12,66	100,42
11,35	0,33	7,42	11,34	3,59	0,54	„	0,32	1,78	100,07
10,35	0.21	7,50	10,82	2,00	0,21	„	0,28	2,52	100,10
12,61	0,39	4,86	6,51	3,60	0,16	„	1,81	—	99,49
8,48	0,13	5,60	6,86	3,56	0,03	„	0,54	5,60	100,42
9,84	0,21	2,70	5,69	1,54	0,01	„	0,60	5,10	99,94

http://jurassic.ru/

Внедрение интрузий, по-видимому, связано с началом инверсии позднемелового эвгеосинклинального прогиба.

Кварцевые диориты — габбро, нерасчлененные. Интрузивы кварцевых диоритов — габбро, по данным Ю. М. Ковтуновича и В. Т. Шейко, установлены на юго-востоке Восточно-Сахалинских гор, в бассейнах рек Клязьмы, Кругозорной, Песковской, Ягодной, Березовки, Герани, Мелкой, Длинной и Голяной, где они обычно образуют «цепочки» вдоль крупных разломов северо-западного и субмеридионального простираний, имеющих глубокое заложение и длительный период формирования. Они как бы окаймляют выход на поверхность учирской свиты и нижнего вулканогенного горизонта березовской свиты, отчетливо тяготея к контакту их с подстилающей ракитинской свитой. Интрузивные тела в плане овальные, сильно вытянутые в северо-западном и субмеридиональном направлениях. Площадь их не превышает 15—17 *км²*, контакты с вмещающими породами крутые (60—70°). Все они прорывают и метаморфизуют вулканогенно-кремнистые образования богатинской, ракитинской, березовской и учирской свит (сантон — поздний кампан) и не встречаются среди терригенных отложений заслоновской, туровской и ольдонской свит (поздний кампан — дат). Интрузивы по глубине формирования являются гипабиссальными, по отношению к вмещающим породам — несогласными. В современном эрозионном срезе вскрываются самые верхние их части.

Большинство интрузий имеют сложное строение и состоят из кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов, габбро и габбро-норитов, связанных между собой постепенными переходами. Центральные части интрузивов, как правило, сложены габбро-норитами, габбро и кварцевыми габбро; краевые — кварцевыми габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Диориты вместе с микродиоритами, по мнению В. Т. Шейко, слагают апикальные части массивов.

Наряду со сложными отмечаются интрузивы простого строения. Одни из них представлены габбро и габбро-норитами (верховье рек Березовки и Герани), другие — микродиоритами и диоритами (реки Герань, Березовка, Ягодная). Для пород, слагающих массивы, весьма характерны сильная раздробленность и широкое проявление эпидотизации и цеолитизации.

Формирование кварцевых диоритов — габбро завершилось внедрением, часто вдоль ослабленных зон, крутопадающих даек и жил плагиогранитов и пегматитов. Эти образования не выходят за пределы массивов. Их мощность колеблется от 0,5—2 до 100 *м*, длина измеряется первыми десятками, реже сотнями метров. Тонкие жилы пегматитов (верховье р. Нерпичьей) иногда имеют зональное строение. Центральные их части сложены молочно-белым кварцем. Ближе к зальбандам располагается зона крупнозернистого калиевого полевого шпата розоватого цвета с микропертитовыми включениями плагиоклаза, зернами кварца и мелкими беспорядочно ориентированными чешуйками мусковита и хлорита. Эндоконтактовые части представлены светло-серым плагиоклазом с редкими вростками калиевого полевого шпата, включениями кварца и многочисленными чешуйками мусковита и хлорита, образующими полосовидные скопления, перпендикулярные зальбандам.

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы комплекса — светло-серые, серые и зеленовато-серые породы, обычно среднезернистые, нередко сильно катаклазированные, с массивной, реже параллельно-такситовой текстурой. Состоят они из андезина (45—50%), роговой обманки (25—35%), кварца (15—25%), магнетита (до 2%) и редких зерен апатита. Вторичные изменения интенсивные. Плагиоклаз значительно серицитизирован и

http://jurassic.ru/

соссюритизирован, роговая обманка частично замещена хлоритом, эпидотом, реже актинолитом. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Диориты отличаются от кварцевых диоритов более темной окраской (чаще всего темно-зеленой), несколько большим содержанием плагиоклазов (50—65%), роговой обманки (30—45%) и почти полным отсутствием кварца.

Микродиориты по минеральному составу близки к диоритам. Для них характерны мелкозернистое строение, исключительно сильный катаклаз, трещиноватость и цеолитизация вдоль многочисленных трещин. Структура их катакластическая, гипидиоморфнозернистая и призматическая, нередко близкая к диабазовой.

Габбро обладает темно-серым и темно-зеленым цветом, среднезернистым строением, массивной или параллельно-такситовой текстурой, обусловленной чередованием полос, обедненных и обогащенных темноцветными минералами. Структура пород габбровая, реже сидеронитовая. В состав входят: лабрадор-битовнит (30—50%), темноцветные (45—60%), магнетит (5—10%), редко кварц (до 2%). Темноцветные минералы представлены или роговой обманкой по пироксенам, или диопсидом, или тем и другим минералом. Вторичные изменения плагиоклазов (соссюритизация, серицитизация и хлоритизация) проявились слабо, пироксены же частично или полностью замещены амфиболом, а участками серпентинизированы.

Габбро-нориты имеют много общего с габбро, но в них присутствует ромбический пироксен (до 25%).

Плагиограниты — средне-крупнозернистые, массивные породы светло-серого или зеленовато-серого цвета иногда с розоватым оттенком. Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая. Они состоят из олигоклаз-андезина (30—40%), кварца (25—35%), калиевого полевого шпата, нередко с характерной микроклиновой решеткой (до 5%), и небольшого количества (до 2—3%) магнетита и апатита. Полевые шпаты пелитизированы, соссюритизированы и серицитизированы; роговая обманка замещена биотитом, хлоритом, эпидотом, реже актинолитом.

Пегматиты — породы светло-серые и розоватые, мелко-крупнозернистые с пегматитовой или пегматоидной структурой. В состав их входит альбит-олигоклаз, иногда с включениями калиевого полевого шпата, нередко с микропертитовыми вростками плагиоклаза и отчетливой микроклиновой решеткой, кварц и мусковит. Вторичные минералы представлены хлоритом, пелитом, соссюритом и эпидотом.

По данным силикатных анализов (табл. 9) кварцевые диориты — габбро относятся к породам нормального ряда, с пониженным содержанием щелочей и преобладанием натрия над калием.

Габбро-гипербазиты, нерасчлененные. Габбро-гипербазиты слагают небольшие массивы, дайки и силлы на юго-востоке Восточно-Сахалинских гор, в бассейнах рек Березовки, Герань, Песковской, Ягодной, Томаринки, Зловещей, Мелкой и Богатой. Они, так же как и кварцевые диориты — габбро, приурочены к тектоническим разрывам глубокого заложения и обнаруживают тесную пространственную связь с вулканогенно-кремнистыми образованиями ракитинской, учирской и частично березовской свит. Интрузивные тела приурочены к двум нешироким (до 4—5 *км*) поясам северо-западного простирания. Западный пояс располагается в осевой части верхнемелового поля на водоразделе р. Зловещей с бассейнами рек Березовки и Герани. Протяженность его около 15 *км*. Восточный пояс с небольшим перерывом прослеживается от мыса Шельтинга до верховья ручья Серебряного, почти на 50 *км*. В перидотитах и пироксенитах Западного пояса преобладают моно-

http://jurassic.ru/

Таблица 9

Интрузивная фаза	№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
Кварцевые диориты — габбро и сопровождающая их жильная серия	1	Роговообманковое габбро, р. Красная, обр. 74и	45,59	0,22	14,22	0,95	2,66	0,07	12,05	18,03	0,86	0,31	0,02	0,06	0,34	4,56	99,94
	2	Роговообманковое габбро, верховье р. Березовки, обр. 237	45,80	0,40	14,25	5,30	8,05	0,20	12,80	8,77	0,76	0,31	0,03	Не опр.	0,10	2,84	99,61
	3	Габбро, среднее течение р. Березовки, обр. 65и	46,58	0,38	13,65	5,04	7,72	0,20	11,60	11,22	1,34	0,23	0,05	0,05	Не опр.	1,48	99,54
	4	Габбро, верховье р. Зловещей, обр. 61	47,22	0,53	16,86	4,24	8,97	0,25	8,70	10,50	0,72	0,75	0,03	Не опр.	0,19	1,80	100,76
	5	Габбро, верховье р. Березовки, обр. 4207в	48,20	0,30	14,75	5,10	7,10	0,14	8,01	13,72	1,78	0,02	Не опр.	0,02	0,10	1,61	100,85
	6	Габбро-норит, низовье р. Ягодной, обр. 1201	50,93	0,10	16,17	4,80	2,80	0,10	9,37	13,30	1,20	0,35	0,03	—	0,16	0,95	100,26
	7	Микродиорит, низовье р. Ягодной, обр. 1209б	57,67	0,30	16,41	1,82	6,19	0,12	4,08	7,32	2,74	0,44	0,07	Не опр.	0,37	2,93	100,46
	8	Кварцевый диорит, верховье р. Березовки, обр. 121	64,24	0,29	13,58	3,09	4,11	0,12	4,01	5,37	1,45	0,92	0,08	„	0,16	2,05	99,47
	9	Кварцевый диорит, верховье р. Березовки, обр. 4172	65,50	0,20	11,90	1,20	5,20	0,09	5,42	6,44	2,42	0,22	Не опр.	0,01	0,40	2,20	101,20
	10	Кварцевый диорит, верховье р. Клязьмы, обр. 269	66,78	0,32	15,04	2,41	3,45	0,13	2,03	4,90	3,34	0,52	0,06	0,01	0,38	0,89	100,26
	11	Кварцевый диорит, верховье р. Березовки, обр. 685а	69,41	0,08	12,75	0,95	2,44	0,20	1,54	5,78	2,63	0,27	0,06	Не опр.	0,37	3,96	100,44
	12	Пегматит, верховье р. Нерпичьей, обр. 4333в	71,30	0,02	15,18	—	1,60	0,03	0,16	1,54	2,03	5,81	—	—	0,10	1,30	99,07
	13	Микропегматит, верховье р. Нерпичьей обр. 4333г	76,30	0,05	10,75	3,10	0,70	0,02	0,50	2,66	4,62	1,30	—	0,01	0,10	0,21	100,32
серия	14	Габбро-пегматит, обр. 6320з	30,60	0,25	17,85	4,40	5,70	0,05	2,50	30,38	0,54	0,03	0,25	0,01	0,20	8,30	101,06
	15	Серпентинит, обр. 72	31,57	0,09	2,87	3,23	3,31	0,06	23,12	4,85	0,27	0,19	0,02	0,64	1,18	29,25	100,65
	16	Серпентинит, обр. 71ф	40,36	0,10	2,16	5,72	1,69	0,08	35,70	1,40	0,27	0,40	Следы	0,37	0,40	11,78	100,43
	17	Верлит, обр. 6318е	40,40	0,05	0,75	4,30	6,70	0,02	35,15	2,80	0,04	0,60	Не опр.	Следы	0,80	9,90	101,51

http://jurassic.ru/

Габбро-гипербазиты и сопровождающая их жильная	Западный пояс (Березовский интрузив)	18	Роговообманковый лерцолит, обр. 4186а	41,41	Следы	7,78	3,46	6,31	0,15	27,06	9,13	0,13	0,06	0,07	0,21	0,49	4,40	100,66
		19	Верлит, обр. 4195в	42,20	0,35	3,75	2,80	9,00	0,09	27,50	8,68	0,26	0,05	0,10	сл.	0,10	5,66	100,54
		20	Дунит, обр. 4195/1	42,20	0,10	Не опр.	0,60	10,0	0,12	37,00	1,61	0,20	0,11	0,08	0,01	0,30	8,43	100,76
		21	Лерцолит, обр. 6320к	45,40	0,05	1,15	1,80	7,20	0,12	29,50	5,74	1,71	0,15	0,04	0,01	0,50	7,94	101,31
		22	Габбро, обр. 6320а	48,10	0,05	22,85	0,50	2,40	0,04	5,00	14,28	1,18	1,30	0,26	Следы	0,26	5,03	101,25
		23	Габбро-норит, обр. 415	48,16	0,11	12,01	3,46	5,04	0,14	13,31	12,38	2,12	0,12	0,02	„	0,36	3,20	100,43
		24	Габбро-норит, обр. 98	49,00	0,05	16,08	1,14	3,41	0,10	12,77	13,37	—	0,47	0,02	„	0,12	3,21	99,74
		25	Габбро-норит, обр. 4195	49,50	0,20	10,80	0,50	6,50	0,12	12,30	14,99	0,69	0,07	0,27	0,10	0,10	3,61	99,75
		26	Пироксенит, обр. 6318ж	49,55	Следы	4,76	1,91	2,69	0,11	16,97	21,18	0,20	0,07	0,03	0,09	0,54	1,80	99,90
		27	Гиперстенит, обр. 4194	53,30	0,10	2,90	5,20	4,80	0,14	27,25	6,20	1,41	0,03	Не опр.	0,02	0,10	0,61	102,03
	Восточный пояс (Шельтингский интрузив)	28	Гарцбургит, обр. 4263г	43,18	Следы	2,51	6,50	5,07	0,15	34,68	0,98	0,16	0,08	0,04	0,09	0,87	6,23	100,54
		29	Энстатитит, обр. 4263б	48,80	0,10	7,69	1,20	3,00	0,21	30,00	2,98	0,19	0,09	0,07	Следы	0,40	6,43	101,16
		30	Габбро-норит, обр. К-324/1	49,56	0,11	11,94	2,83	5,67	0,15	14,03	12,03	2,48	0,11	0,05	„	0,19	1,60	100,75
		31	Габбро-норит, обр. 4263а	52,28	0,10	16,65	4,10	2,90	0,09	10,05	10,24	1,65	0,98	0,24	Не опр.	0,10	1,41	100,79
		32	Гиперстенит, обр. 4263ж	55,90	0,20	2,65	7,40	4,00	0,02	26,00	3,50	0,58	0,07	0,25	0,02	0,10	0,21	100,90
		33	Бронзитит, обр. 594а	56,04	0,08	2,52	3,06	5,74	0,20	28,50	2,66	0,31	0,25	0,03	—	0,20	0,66	100,25
		34	Бронзитит, обр. 4263е	57,70	0,15	3,20	3,70	6,20	0,25	22,00	4,01	2,51	0,06	0,07	0,02	0,20	0,36	100,43
Диориты, диоритовые порфириты и диабазы		35	Диорит, бассейн р. Сороковой, обр. 391	53,42	1,10	17,04	2,03	8,07	0,14	1,36	7,92	3,74	0,45	—	0,27	0,27	4,14	99,95
		36	Диорит, среднее течение р. Мелкой, обр. 1390г	57,50	0,92	14,80	1,30	7,40	0,23	4,00	6,20	3,34	0,79	0,09	—	0,12	3,60	100,29

По данным В. В. Слодкевича — 1, 3, 15, 16, В. Т. Шейко — 2, 4, 6—8, 11, 23, 24, 30, 33, Ю. М. Ковтуновича — 5, 9, 12—14, 17—22, 25—29, 31, 32, 34—36, С. С. Дарбиняна — 10.

http://jurassic.ru/

клинные пироксены, а в таких же породах Восточного пояса — ромбические. Скорости распространения упругих волн в этих же породах Западного пояса примерно на 20—25% выше, чем в идентичных породах Восточного пояса при одинаковой плотности. Спектральный анализ пород Восточного пояса показал заметно большие содержания в них марганца, титана, хрома, индия и несколько меньшие — никеля, иттрия и скандия. И, наконец, в Западном поясе преобладающей формой залегания габбро-гипербазитовых тел являются массивы, а в Восточном — дайки и силлы. Причина этих отличий еще не ясна. По мнению В. Т. Шейко, габбро-гипербазитовые пояса формировались в разное, хотя и близкое, время, в различные фазы магматической деятельности, причем Восточный пояс образовался позднее.

Массивы габбро-гипербазитов небольшие (до 8—10 *км*²), овальные, вытянутые в северо-западном направлении, параллельно простиранию позднемеловых структур. Форма залегания наиболее крупных из них (Березовский, Комсомольский и Шельтингский) лополитообразная или воронкообразная. Углы первичной полосчатости пород у окраин массивов варьируют от 50 до 80°, тогда как в центральных частях они обычно не превышают 20—30°. Некоторые мелкие и сближенные массивы главным образом Восточного пояса (район горы Русской, среднее течение рек Ягодной и Песковской), по предположению В. Т. Шейко, являются на глубине едиными телами, еще не полностью вскрытыми эрозией.

Жильная серия габбро-гипербазитов обычно приурочена к разломам северо-западного и субмеридионального простираний и представлена силлами, дайками и жилами, имеющими незначительную мощность (0,5—20 *м*) и протяженность (от долей метра до 1 *км*). Исключение составляет силл, протягивающийся более чем на 15 *км* от р. Ивы до верховьев р. Каменистой, мощность которого от 50 до 250 *м*. Последний, как указывает В. Т. Шейко, содержит многочисленные ксенолиты вмещающих пород и часто расщепляется с выклиниванием отдельных ветвей.

Интрузивные тела габбро-гипербазитов сложены (в порядке преобладания): перидотитами, дунитами, пироксенитами, серпентинитами, габбро, габбро-норитами, анортозитами и габбро-пегматитами, образующими чередующиеся между собой полосы и линзы мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Серпентиниты приурочены преимущественно к эндоконтактам и зонам разломов. Все разнообразие пород в интрузивах одни исследователи (Ю. М. Ковтунович, В. И. Нарыжный и многие другие) объясняют процессами дифференциации, другие (В. Т. Шейко) связывают с метасоматическими преобразованиями дунитов и перидотитов, особенно интенсивно проявившимися в Западном поясе.

П е р и д о т и т ы среди габбро-гипербазитов пользуются наибольшим распространением. Они имеют темно-зеленый, почти черный, цвет, параллельно-такситовую или массивную текстуру. Структура их преимущественно панидиоморфнозернистая, реже петельчатая (в серпентинизированных разновидностях). Среди перидотитов по составу различаются верлиты, лерцолиты и гарцбургиты, последние характерны для Восточного пояса. Верлиты резко преобладают и состоят из оливина (40—70%), диопсида (35—60%) и небольшого количества (до 3—4%) магнетита, хромита, пирротина и шпинели, образующих шлировые скопления. В качестве вторичного минерала в них иногда присутствует роговая обманка (до 15—20%). Лерцолиты отличаются от верлитов наличием (до 10—15%) ромбических пироксенов (энстатита или гиперстена) за счет некоторого сокращения оливина и диопсида. Гарцбургиты сложены в основном оливином (10—70%) и ромбическими пирок-

http://jurassic.ru/

сенами (энстатитом, бронзитом, реже гиперстеном), составляющими от 30 до 90% объема породы. Вторичные изменения перидотитов выражены в замещении оливина серпентином, значительно реже в образовании роговой обманки и ромбических пироксенов по диопсиду.

Дуниты — породы темно-зеленые и черные, среднезернистые, массивные, как правило, сильно серпентинизированные, в связи с чем структура их обычно петельчатая с реликтами панидиоморфнозернистой. Состоят они почти нацело из оливина и некоторого количества ромбических или моноклинных пироксенов (до 5%) и хромшпинелидов (до 1—5%). Из вторичных минералов присутствуют серпентин и магнетит. Отмечаются обильная вкрапленность и жильные тела хромитов (мощностью до 0,5 *м*, при протяженности до 1,5—2 *м*), содержащих палладистую платину. Дуниты связаны с перидотитами постепенными взаимопереходами.

Пироксениты — обычно средне-крупнозернистые, параллельно-такситовые или массивные породы зеленого и темно-зеленого цвета с панидиоморфнозернистой, реже пойкилитовой структурой. Сложены они моноклинными и ромбическими пироксенами (диопсидом, бронзитом, энстатитом или гиперстеном), присутствующими совместно или порознь, небольшим количеством (до 1—2%) магнетита и иногда оливина (до 10%). Из вторичных минералов присутствует роговая обманка (до 50%), развивающаяся по пироксенам. По минеральному составу среди пироксенитов выделяются вебстериты, бронзититы, энстатититы, гиперстениты (иногда оливиновые) и породы, переходные к горнблендитам.

Габбро-нориты — породы темно-серые и зеленовато-серые, среднезернистые, плотные с параллельно-такситовой и массивной текстурой, панидиоморфнозернистой, габбровой или гипидиоморфнозернистой структурой. Состав их довольно пестрый: диопсид (5—40%), бронзит или гиперстен (5—30%), роговая обманка (5—40%) и битовнит-анортит (10—60%). Изредка присутствуют оливин (до 20%) и гидрогранат (до 15%). Рудные и акцессорные минералы (1—2, реже до 8—10%) представлены шпинелью, пирротином и магнетитом, образующими иногда шлировые скопления. Оливин почти полностью серпентинизирован, пироксены частично замещены роговой обманкой, плагиоклазы в незначительной степени серицитизированы и соссюритизированы.

Габбро по внешнему виду и структуре близки к габбро-норитам. Отличает их полное отсутствие ромбических пироксенов.

Анортозиты — светло-серые и зеленовато-серые породы с параллельно-такситовой текстурой, панидиоморфнозернистой, реже габбровой структурой. Сложены они преимущественно анортитом (95—98%) с примесью диопсида (2—5%) и редкими зернами магнетита. Анортит часто замещен соссюритом и серицитом, диопсид — роговой обманкой, хлоритом и актинолитом.

Габбро-пегматиты слагают маломощные жилы (до 0,5 *м*) с отчетливыми контактами. Это светло-серые и серые, плотные породы, крупнозернистого и гигантозернистого строения, состоящие из битовнит-анортита (60—90%), роговой обманки (5—15%), гидрограната (до 30%) и единичных зерен магнетита. Содержание роговой обманки, по данным В. Т. Шейко, увеличивается от осевой части жил к периферии. Гидрогранат тяготеет к краевым частям тел.

Серпентиниты — плотные зеленовато-серые, темно-зеленые и почти черные породы, жирные на ощупь, сильно рассланцованные с обилием зеркал скольжения, карбонатизированные и отальковагнные. Им присуща решетчатая, петельчатая, параллельно-волокнистая реже бластопорфировая структура. Серпентиниты представлены хризотилом

http://jurassic.ru/

(40—60%), антигоритом (25—40%), баститом (до 10%), хромитом и магнетитом (до 3%). Иногда присутствуют тонкие (до 5—7 *мм*) прожилки хризотил-асбеста. Местами присутствует тальк в количестве до 40—50%.

По данным химических анализов (табл. 10) габбро-гипербазиты близки по составу к соответствующим породам по Дэли (1933). Отличает их некоторый недостаток щелочей.

Диориты, диоритовые порфириты и диабазы. Небольшие по площади штоки (до 2 *км*^{2}) и дайки этих пород установлены В. П. Клюевым, Ю. М. Ковтуновичем, В. О. Савицким, В. С. Рождественским и В. Т. Шейко в осевой и юго-восточной частях Восточно-Сахалинских гор, вблизи крупных разломов, среди верхнемеловых, в меньшей мере юрских — нижнемеловых и палеозойских образований.

Штоки имеют овальную форму и сложены диоритами. Дайки представлены диоритами, диоритовыми порфиритами и диабазами. Мощность их измеряется единицами и десятками метров, при протяженности до 1 *км*. Все они крутопадающие.

Диориты — однородные, мелко- и среднезернистые породы зеленовато-серого и серого цвета с массивной, реже флюидально-слоистой текстурой. Под микроскопом они обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из андезина (60—70%), темноцветных минералов (30—40%), апатита и магнетита. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой, наряду с которой иногда отмечаются редкие зерна пироксенов и чешуйки биотита. Вторичные изменения незначительны и выражены в некоторой серицитизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных.

Диоритовые порфириты — плотные мелкозернистые, коричневато-серые, серые и зеленовато-серые породы, обычно массивные, реже флюидально-слоистые и миндалекаменные. Структура пород порфировая с микролитовой, пилотакситовой, интерсертальной или микродолеритовой основной массой. Порфировые выделения (5—25% объема породы) представлены олигоклаз-андезином, зеленой и бурой роговой обманкой, реже пироксенами и биотитом. Основная масса состоит из тех же минералов, в ней почти всегда присутствуют магнетит и лейкоксен.

Диабазы — породы темно-серые и зеленоватые, мелко- и среднезернистые, плотные и массивные. Структура их чаще всего диабазоофитовая или долеритовая, лишь в эндоконтактовых частях тел порфировая с микролитовой основной массой. Сложены они андезин-лабрадором (45—65%), авгитом (30—50%), магнетитом, титаномагнетитом и апатитом. Вторичные минералы представлены обыкновенной роговой обманкой, биотитом и хлоритом по авгиту, соссюритом и серицитом по плагиоклазам.

По петрохимическим особенностям диориты, диоритовые порфириты и диабазы во многом напоминают соответствующие им породы по Дэли (см. табл. 9).

Интрузивные образования позднемелового интрузивного комплекса обычно оказывают на вмещающие их породы слабое воздействие. На контакте с интрузивными телами кварцевых диоритов — габбро и габбро-гипербазитов вмещающие породы в зоне до 10—50 *см* обычно окремнены и эпидотизированы. Интрузивы диоритов оказывают более активное воздействие. Вмещающие их осадочные породы нередко превращены в полосчатые роговики, которые по мере удаления от контакта переходят в окремненные, эпидотизированные и цеолитизированные породы, иногда с вкрапленностью сульфидов. Эффузивы вблизи диоритов превращены в хлорито-кварцевые сланцы, которые с приближением к контакту утрачивают сланцеватость и переходят в роговики.

http://jurassic.ru/

Мощность контактового ореола у этого типа интрузий обычно 1—2 *м*, реже до 40 *м* (устье р. Горелой, левого притока р. Рукутамы).

С габбро-гипербазитами данного комплекса генетически связаны незначительные рудопроявления хромита, магнетита, палладистой платины, меди и обширные ореолы рассеяния никеля и кобальта. Известны также и бедные проявления хризотил-асбеста и талька.

Палеогеновый гранитоидный интрузивный комплекс

Интрузивы гранитоидов наиболее широко распространены на югозападе Восточно-Сахалинских гор, где они прорывают и метаморфизуют породы вальзинской серии (условно нижний — средний палеозой). Небольшие рвущие тела их известны также среди позднепалеозойских и юрских — раннемеловых образований (житницкая, остринская и хойская свиты) в бассейнах рек Житницы, Нампи, Кындкымехи и на севере Набильского хребта.

Основанием для отнесения гранитоидов к палеогену, кроме сопоставления с другими районами Сахалина, послужили определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом (58—66 млн. лет, по В. П. Клюеву). Интрузивные тела по отношению к вмещающим породам являются несогласными, а сам комплекс по условиям формирования — соскладчатым, связанным, по Ю. М. Ковтуновичу, с позднемеловым или раннепалеогеновым диастрофизмом.

Гранитоиды в Восточно-Сахалинских горах представлены небольшими штоками и целой серией даек. Штоки приурочены к метаморфическим породам ядра антиклинальной складки северо-западного простирания. Наиболее крупные из штоков — Лангерийский (до 30 $км^2$) и Вальзинский (до 5 $км^2$) — имеют плавные очертания, почти изометричны, слабо вытянуты в северо-западном направлении. Поверхность контакта их, по материалам В. Ф. Евсеева, волнистая и падает под углом от 5 до 55° в сторону от интрузивов. При этом восточный контакт Лангерийского штока, видимо, значительно положе западного, о чем можно судить по более обширному (до 2—5 *км*) полю роговиков восточнее интрузива. В строении указанных штоков участвуют в порядке убывания биотитовые граниты, плагиограниты, гранодиориты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, нередко связанные постепенными переходами. Центральные части их обычно сложены равномернозернистыми (среднезернистыми) разновидностями, периферийные — мелко-тонкозернистыми или порфировыми. Ширина эндоконтактовой зоны варьирует от 0,1—0,2 до нескольких десятков метров. Особенно широко гранодиорит-порфиры распространены у более пологого западного контакта Лангерийского массива.

Сходство петрографического состава пород Лангерийского и Вальзинского штоков, наличие большого количества даек гранитоидов между ними, ороговикование вмещающих пород на простирании этих тел, гравиметрические и магнитометрические данные позволили В. Ф. Евсееву и В. И. Нарыжному предположить, что они представляют собой выступы единого массива. Другие штоки по размерам значительно уступают Лангерийскому и Вальзинскому. Они сложены преимущественно гранит-порфирами и дацитовыми порфирами, и, видимо, менее вскрыты эрозией. В них нередко отмечаются ороговикованные ксенолиты вмещающих пород.

Жильная серия представлена многочисленными крутопадающими дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, дацитовых порфиров, аплитов, кварцевых диоритовых и диоритовых порфиритов, получивших наиболее широкое распространение вблизи штоков, реже в

http://jurassic.ru/

самих штоках. Мощность их измеряется первыми десятками метров, протяженность редко превышает 1 *км*, простирание чаще всего северо-западное, параллельно простиранию палеозойских и мезозойских складчатых структур.

Биотитовые граниты — породы средне- и мелкозернистые, светло-серые и серые, массивные, нередко порфировидные, с крупными (до 10 *мм*) изометричными зернами кварца. Структура их гранитовая, часто порфировидная. В состав пород входят калиевый полевой шпат (30—40%), зональный олигоклаз-андезин (15—30%), кварц (30—35%), биотит (10—15%) и единичные зерна апатита, циркона и рудных минералов. Вторичные изменения проявлены в частичной хлоритизации биотита, пелитизации калиевых полевых шпатов, а также в серицитизации плагиоклазов, более интенсивной в центральных частях зерен.

Плагиограниты отличаются от биотитовых гранитов почти полным отсутствием калиевого полевого шпата и значительно большим (65%) содержанием плагиоклазов.

Гранодиориты занимают по составу промежуточное положение между биотитовыми гранитами и плагиогранитами. В них помимо небольшого количества биотита (10%), роговой обманки (10%), кварца (до 25%), калиевого полевого шпата (15—25%), циркона и апатита главной составной частью (до 50%) является андезин (№ 37). Из вторичных минералов в незначительном количестве отмечаются серицит, каолин и соссюрит (по полевым шпатам), а также хлорит и эпидот (по биотиту). Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Гранит-порфиры — серые и светло-серые полнокристаллические породы с довольно крупными (до 5—7 *мм*) вкрапленниками (15—35% объема породы) олигоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, реже биотита и роговой обманки. Структура пород порфировая с аллотриоморфнозернистой, микрофельзитовой, реже микрогранитовой, сферолитовой или микропегматитовой основной массой, представленной кварцем, калиевым полевым шпатом, олигоклаз-андезином и небольшим количеством биотита, серицита, магнетита и апатита. Вторичные изменения минералов интенсивные: полевые шпаты часто нацело замещены серицитом, пелитом, реже карбонатом и соссюритом; по биотиту и роговой обманке развиваются хлорит, эпидот или мусковит.

Гранодиорит-порфиры мало чем отличаются от гранит-порфиров. Они характеризуются несколько большим содержанием плагиоклазов и темноцветных минералов за счет сокращения калишпатов.

Диоритовые порфириты — полнокристаллические породы, преимущественно зеленовато-серые, порфировые с микрогранулитовой, участками микрографической основной массой. Порфировые выделения (до 25—30% объема породы) образованы андезин-лабрадором и роговой обманкой бурого и зеленовато-бурого цвета. Основная масса сложена андезином, роговой обманкой, биотитом, пироксенами (диопсидом и титан-авгитом), иногда кварцем, количество которого в кварцсодержащих разновидностях достигает 15—20%. Из акцессорных минералов присутствуют ильменит, циркон, апатит и лейкоксен. Вторичные изменения минералов такие же, как и у гранит-порфиров.

Аплиты — породы светло-серые, слегка буроватые, микрокристаллические, плотные, однородные, состоящие из кварца (30—40%), калиевого полевого шпата (35—45%), олигоклаза (10—20%), мусковита (5%) и очень редко биотита и магнетита. Характерна аплитовая структура.

Дацитовые порфиры — буровато-серые, скрытокристаллические породы, в основной массе которых присутствуют порфировые вы-

http://jurassic.ru/

деления (15—20% к общему объему) зонального андезина, реже кварца, биотита, роговой обманки и пироксена. Иногда присутствуют титаномагнетит, апатит, лейкоксен и вулканическое стекло. Структура основной массы преимущественно фельзитовая. Вторичные изменения обычно слабые: плагиоклазы в центральных частях фенокристаллов хлоритизированы, в периферийных — пелитизированы, внешняя кайма иногда не затронута вторичными процессами; биотит, роговая обманка и вулканическое стекло, как правило, хлоритизированы.

С гранитоидами в Восточно-Сахалинских горах связаны обширные ореолы контактово измененных пород (биотитовых и биотито-полевошпатовых роговиков). Наибольшей ширины (до 2—4 *км*) они достигают вблизи крупных интрузивных тел с пологими контактами. Роговики обладают лепидогранобластовой роговиковой структурой и состоят из мелких зерен кварца (45—70%), биотита (15—20%), калиевого полевого шпата (до 10%), плагиоклаза (10—15%) и пирротина (до 5%). Вблизи контакта иногда присутствуют узловатые биотитовые роговики (по филлитам и слюдяно-кварцевым сланцам) и амфиболиты (по хлоритовым сланцам).

С гранитоидами пространственно связаны промышленные россыпи высокопробного золота, шлиховые ореолы рассеяния шеелита и монацита.

Вблизи даек гранитоидов, вдоль зон дробления в метаморфических сланцах отмечаются альбитизированные и окварцованные породы, а также кварцевые и кварц-арсенопиритовые жилы с видимым золотом (данные В. Ф. Евсеева и И. Г. Смирнова).

Гранитоиды Восточно-Сахалинских гор по химизму мало чем отличаются от средних типов пород по Дэли (табл. 10).

Раннеплиоценовый трахиандезитовый субвулканический комплекс

К этому комплексу отнесены дайки и силлы андезитов, трахиандезитов, дацитов, трахидацитов, трахилипаритов и базальтов, тесно связанные с позднемиоценовой — раннеплиоценовой вулканогенной лиманской свитой. Интрузивные тела прорывают и метаморфизуют отложения как позднего мела, так и позднего миоцена — раннего плиоцена (борская и лиманская свиты) и не встречаются среди более молодых образований, на основании чего их возраст считается плиоценовым, скорее раннеплиоценовым. Магматизм, по Ю. М. Ковтуновичу, связывается с конечными этапами тектоно-магматического цикла, а сам комплекс по отношению к главной фазе складчатости является послескладчатым.

Интрузивные тела данного комплекса известны в северной части п-ова Терпения, в бассейне рек Березовки, Ягодной и Сквозной, но особенно многочисленны они на берегу Охотского моря между устьями рек Березовки и Ягодной. Наиболее распространенной формой залегания являются дайки, как правило, тесно связанные с отложениями позднего миоцена — раннего плиоцена. Мощность их обычно невелика и колеблется от 1 до 10 *м*, редко до 20—40 *м*. Располагаются они в самых различных направлениях, что, видимо, связано с радиальной ориентировкой тел относительно вулканических аппаратов.

Силлы обычно ориентированы в северо-западном и субмеридиональном направлениях, параллельно простиранию мезозойских структур и приурочены к крыльям складок, вблизи зон дробления и разломов. Мощность их достигает 200 *м* при протяженности до 4—5 *км*. Вмещающими их (за редким исключением) являются верхнемеловые отложения. Интрузивные тела в большинстве своем крутопадающие (углы

http://jurassic.ru/

Таблица 10

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1.	Кварцевый диоритовый порфирит, Лангерийский шток, обр. 29 . . .	61,35	0,46	17,55	1,68	2,86	0,42	3,11	5,31	2,78	2,80	0,18	0,47	0,11	2,57	101,65
2	Диоритовый порфирит, водораздел рек Якут и Багор, обр. 6147а . .	64,68	0,25	17,00	—	4,00	0,11	1,88	3,54	3,09	2,60	—	—	0,12	2,48	99,75
3	Гранодиорит-порфир, р. Багор, обр. 1219е	66,09	0,23	17,55	0,97	2,70	0,07	1,68	3,72	3,70	2,31	—	0,30	0,15	1,10	100,57
4	Гранит, Лангерийский шток	66,78	0,32	15,04	2,21	3,45	0,13	2,03	4,90	3,34	0,52	0,06	0,01	0,38	0,89	100,06
5	Кварцевый диоритовый порфирит, район Вальзинского штока, обр. 1107б	66,87	0,61	15,49	1,82	2,80	0,30	2,24	3,00	3,25	2,26	—	—	1,44	—	100,08
6	Порфировидный биотитовый гранит, Лангерийский шток, обр. 5б . . .	68,94	0,74	13,43	2,85	1,85	0,30	1,89	2,22	2,31	3,38	0,13	0,13	0,12	0,86	99,15
7	Плагиогранит-порфир, Вальзинский шток, обр. 1100	71,32	0,49	15,31	0,37	2,27	0,10	1,03	1,77	3,63	2,92	—	—	0,66	—	99,87
8	Аплит, Лангерийский шток, обр. 27а	73,02	0,10	13,37	0,78	0,22	0,11	2,39	1,82	3,47	4,44	0,01	0,10	0,13	0,51	100,47
9	Миаролитовый гранит, Лангерийский шток	74,44	0,18	13,88	0,97	0,40	0,07	0,55	1,10	3,38	3,90	0,03	0,16	0,11	0,59	99,76
10	Гранит-аплит, Лангерийский шток .	76,28	0,43	10,86	2,91	0,12	Следы	0,24	0,53	2,43	4,67	0,02	0,23	0,17	0,70	99,59

По данным О. К. Калишевича — 1, 4, 6. 8—10, Ю. М. Ковтуновича — 2, 3, В. А. Махинина — 5, 7.

http://jurassic.ru/

Таблица 11

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1	Базальт, устье р. Сквозной, обр. 155б	47,76	1,40	18,49	4,39	6,18	0,14	4,48	11,71	2,60	0,90	0,24	0,07	1,01	1,08	100,45
2	Андезит, район мыса Братковского, обр. 3400к	52,90	0,85	21,92	2,30	4,20	0,15	4,40	8,00	3,07	0,53	0,11	—	0,66	1,65	100,74
3	Андезит, устье р. Ягодной, обр. 4280	53,34	0,60	19,32	2,52	5,20	0,15	3,58	6,74	2,21	1,82	—	—	0,26	4,26	100,00
4	Андезит, район мыса Братковского, обр. 3400б	54,50	0,65	16,30	2,42	7,18	0,28	3,60	9,56	4,08	0,57	—	—	0,64	1,14	100,92
5	Андезит, район мыса Братковского, обр. 3400а	56,14	0,55	12,80	4,13	5,87	0,25	2,10	11,48	3,65	0,62	—	—	0,40	2,10	100,09
6	Трахиандезит, южнее устья р. Сквозной, обр, 152и	55,84	0,96	17,74	3,76	4,55	0,03	1,76	5,35	4,57	2,65	0,29	0,03	0,96	1,83	100,32
7	Трахидацит, севернее устья р. Песковской, обр. 154д	60,54	0,73	16,89	4,65	1,65	0,07	2,02	3,86	4,47	2,99	0,36	0,02	1,77	0,46	100,48
8	Трахидацит, южнее устья р. Ягодной, обр, 509а	71,70	0,18	7,10	4,68	5,17	0,05	0,75	1,50	4,15	4,49	—	—	0,10	0,76	100,63
9	Трахидипарит, севернее устья р. Ягодной, обр. 149	73,61	0,14	14,47	0,01	1,47	0,02	0,38	0,80	4,63	4,42	0,04	0,08	0,19	0,25	100,51

По данным В. Ф. Ерохова — 1, 6, 7, 9, Ю. М. Ковтуновича — 2–5, В. Т. Шейко—8.

http://jurassic.ru/

падения 50—80°). Контакты их с вмещающими породами неровные, резкие.

Андезиты — светло-серые и темно-серые породы. Структура их порфировая с интерсертальной, пилотакситовой и микролитовой основной массой. Порфировые выделения (5—50% объема породы) представлены андезином (№ 41—45), роговой обманкой и диопсидом, реже авгитом, гиперстеном и биотитом, присутствующими в различных количествах и комбинациях. Основная масса обычно достаточно хорошо раскристаллизована и состоит из микролитов и мелких зерен плагиоклазов, темноцветных минералов, магнетита и единичных кристаллов апатита. В приконтактовых частях тел иногда присутствует небольшое количество (2—5, реже до 10—25%) хлоритизированного вулканического стекла. Вторичные изменения минералов выражены слабо и проявляются в частичной хлоритизации и карбонатизации пироксенов и роговой обманки, а также опацитизации биотита.

Базальты — породы массивные, темно-серые с зеленоватым оттенком, обычно крупнопорфировые, в приконтактовых частях микропорфировые. Порфировые выделения (35—40% объема породы) представлены лабрадор-анортитом (20—25%), моноклинным пироксеном (до 10%) и оливином (до 3%). Основная масса, как правило, раскристаллизована (в эндоконтактах несколько хуже) и состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена и небольшого количества рудных минералов. Микроструктура ее пилотакситовая и долеритовая. Вторичные изменения минералов выразились в слабой хлоритизации пироксенов и оливина.

Дациты — светло-серые, плотные, хорошо раскристаллизованные, порфировые породы с тонкоплитчатой отдельностью. Структура основной массы фельзитовая и микропойкилитовая. Порфировые выделения, составляющие 5—10% объема породы, сложены олигоклазом, кварцем и биотитом. Основная масса состоит из олигоклаза (70—80%), санидина (?), кварца, реже апатита и циркона.

Трахиандезиты и трахидациты, по материалам В. Ф. Ерохова, породы темно-серые и серые, порфировые, в мелких телах и в приконтактовых частях — микропорфировые. Порфировые выделения (до 30—35% объема породы) представлены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой и биотитом. Основная масса обычно хорошо раскристаллизована и состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, рудного минерала и иногда небольшого количества вулканического стекла (в приконтактовых частях интрузивных тел) и калишпата. Структура основной массы пилотакситовая и трахитовая.

Трахилипариты — светло-серые, часто афировые породы. Основная масса их (90—92% объема породы) имеет трахитовую структуру и состоит почти нацело из калинатрового полевого шпата. В редких порфировых выделениях присутствуют кислый плагиоклаз (до 6% объема породы), кварц (до 1—1,5% объема породы) и крайне незначительное количество моноклинных пироксенов, а также единичные зерна циркона. Минералы, как правило, не изменены.

Интрузивные тела комплекса образуют незначительные, шириной до 2—5 *м*, контактовые ореолы. Вмещающие их породы на контактах осветлены и уплотнены, местами брекчированы и окремнены. Несколько шире проявилась гидротермальная деятельность в устье кл. Серебристого, где кварцевые диориты — габбро позднемелового интрузивного комплекса на продолжении дайки андезитов сильно каолинизированы и окремнены, а участками переработаны до вторичных кварцитов (данные В. Т. Шейко). Характерной петрохимической особенностью пород является повышенная щелочность (табл. 11), позволившая В. Ф. Ерохову

http://jurassic.ru/

(Ерохов, 1964) отнести их к субщелочной серии и установить ряд общих черт с щелочными породами плиоценового комплекса западного берега Сахалина.

С раннеплиоценовыми интрузивами Восточно-Сахалинских гор устанавливается генетическая связь проявлений эпитермального золота, реальгара, антимонита и киновари (во вторичных кварцитах), а также сфалерита и бериллия.

Полуостров Шмидта

Интрузивные образования п-ова Шмидта (диабазы, тефриты, змеевики и ларцолиты) впервые были описаны В. М. Дервиз (Дервиз, 1915) после изучения коллекции Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого. В 1935 г. В. Н. Доминиковский, изучая сборы Е. М. Смехова, установил присутствие авгитовых порфиритов и пироксеновых андезитов (мыс Марии), дацитов, андезито-дацитов и эссексит-диабазов (Эспенбергская горная группа), пироксеновых андезитов и базальтов (реки Водопадная и Тумь), а также тефритов (мыс Горнера). Возраст этих пород определялся в пределах олигоцена — миоцена. И. И. Ратновский и В. В. Тумаков в 1953 г. магматические породы р. Водопадной и мыса Горнера относили к интрузивным образованиям среднемиоценового или скорее плиоценового возраста.

В 1960 г. В. С. Ковальчук кратко охарактеризовал массивы ультраосновных пород (серпентинитов и перидотитов), диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и дайки субщелочных базальтов восточного побережья полуострова, а также эссекситовые долериты мыса Горнера. Последние В. С. Ковальчук объединил в одну группу с субщелочными породами западного побережья о. Сахалин. Он же доказал эффузивный характер андезито-базальтов р. Водопадной.

В дальнейшем Г. С. Ведерников (1960) уточнил состав и положение массивов позднемеловых серпентинитов и габброидов, сопровождаемых серией жильных пород, а также выявил небольшие интрузивы диабазовых порфиритов, габбро-диабазов и пехштейнов. Остальные магматические образования Западного хребта, в том числе и Эспенбергской горной группы (базальты, андезиты, андезито-дациты, эссексит-диабазы и долериты), Г. С. Ведерников рассматривал как эффузивы, входящие в состав орловской свиты.

В 1964—1965 гг. В. М. Панин и Л. В. Романов установили, что в районе горы Эспенберг присутствуют не только эффузивные, но и интрузивные (габбро-диориты) породы. Кроме того, ими в нескольких участках были обнаружены новые интрузивы габбро-диоритов и габбро, а также уточнены состав и некоторые особенности основных и ультраосновных интрузивных пород Восточного хребта. В 1967 г. Г. С. Ведерников описал среди щелочных миоценовых пород эссексит-порфиры, кринаниты и куямиты, привел результаты определений абсолютного возраста и силикатных анализов этих пород.

Магматические образования п-ова Шмидта освещены также в статьях В. И. Нарыжного (Нарыжный, 1963), С. Д. Гальцева-Безюка, (Гальцев-Безюк, 1963б, 1963в), В. Ф. Ерохова и В. Н. Шилова (1966), Ю. М. Ковтуновича (Ковтунович и др., 1967).

Интрузивные породы на п-ове Шмидта распространены главным образом в Восточном хребте и реже в западной его части. По составу это преимущественно основные (габброиды) и ультраосновные (серпентиниты) породы, реже встречаются долериты щелочного характера. Многие геологи (А. А. Капица, В. С. Ковальчук, Г. С. Ведерников и др.) предполагают связь интрузивов габброидов и гипербазитов Восточ-

http://jurassic.ru/

ного хребта с глубинным разломом, по-видимому проходящим вдоль восточного побережья полуострова. А. А. Капица (Капица, 1960) объединяет эти образования совместно с основными и ультраосновными породами Восточно-Сахалинских гор в единый офиолитовый пояс.

По относительному возрасту и составу все интрузивные породы п-ова Шмидта можно разделить на два комплекса: позднемеловой габбро-гипербазитовый и неогеновый габбро-долеритовый.

Позднемеловой габбро-гипербазитовый интрузивный комплекс

Комплекс представлен штоками, дайками и жилами серпентинитов, габбро-пироксенитов, пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, гранодиоритов, габбро-пегматитов, плагиоклазитов и других пород, обнажающихся в Восточном хребте. Они прорывают и метаморфизуют верхнемеловые отложения и встречаются в гальке базальных конгломератов раннемиоценовой мачигарской свиты. Дислоцированы они совместно с вмещающими верхнемеловыми отложениями. Это и определяет их позднемеловой возраст. Некоторые исследователи (Капица, 1960) считают их палеогеновыми.

В пределах комплекса можно выделить две группы пород, которые соответствуют двум стадиям интрузивного магматизма. Первую группу составляют Левенштерновский массив серпентинитов, который сопровождается дайками и жилами пироксенитов, серпентинизированных перидотитов, габбро-пегматитов и плагиоклазитов.

Левенштерновский массив протягивается в северо-западном направлении от среднего течения р. Орлиной до устья р. Б. Лонгри на расстоянии 18 *км*. Ширина его колеблется от 1 до 3 *км*, площадь около 50 *км*^{2}. Контакты серпентинитов с вмещающими породами крутые до вертикальных. С юго-запада массив оборван разломом. Дайки и жилы, как правило, ориентированы в северо-восточном направлении вкрест простирания массива. Мощность жил габбро-пегматитов и пироксенитов 30—40 *см*, даек плагиоклазитов — до 2—3 *м*. Длина их не превышает первых десятков метров.

Серпентиниты представляют собой темно-зеленые (до черного цвета), плотные, реже ноздреватые, трещиноватые, часто оталькованные породы, иногда содержащие прожилки хризотил-асбеста. Текстура их чаще массивная, реже полосчатая за счет полос различного цвета. Иногда серпентиниты содержат крупные вкрапленники пироксенов и хромита. Под микроскопом породы обнаруживают петельчатую или спутанноволокнистую структуру. Состоят они из антигорита и хризотила, часто встречаются псевдоморфозы бастита по пироксенам. В реликтовых зернах наблюдаются энстатит и оливин. Из рудных (до 5%) встречаются хромит и магнетит; вторичные представлены тальком и бруситом. Судя по реликтовым минералам и структуре серпентинитов, первичными породами были гарцбургиты и дуниты.

В зоне экзоконтакта серпентинитов и вмещающих их образований, по данным Г. С. Ведерникова, отмечается окварцованная и карбонатизированная порода шириной около 1 *м*. Пироксен жильных пироксенитов представлен, как правило, бронзитом, размеры кристаллов которого достигают 2—3 *см* в поперечнике. Габбро-пироксениты состоят из лабрадора и моноклинного пироксена.

Вторую группу интрузивных пород комплекса составляют небольшие штоки габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, габбро-норитов и габбро-пироксенитов и связанные с ними дайки и жилы серпентинитов, гранодиоритов, плагиогранитов, аплитов и гранит-порфиров. Габброидами сложены три массива в северной части

http://jurassic.ru/

восточного побережья полуострова и небольшой шток на горе Левенштерна. Длина интрузивов, по данным Г. С. Ведерникова, около 4—9 *км,* ширина 0,8—3,0 *км.* Большое количество ксенолитов и остатков кровли вмещающих пород указывает на неглубокий эрозионный срез этих массивов.

В пределах одного штока все разновидности интрузивных пород связаны постепенными переходами. Наибольшим распространением пользуются габбро и габбро-диориты. Макроскопически это темно-серые и зеленовато-серые, средне- и крупнокристаллические массивные породы афирового строения. Структура их габбровая и призматически-зернистая. Состоят они в основном из плагиоклазов (35—65%), пироксенов (20—30%) и роговой обманки (до 55%), часто встречаются биотит (до 5%), кварц (2—3%), редко калиевый полевой шпат (до 5%). Из рудных (3—10%) отмечаются магнетит, пирит, ильменит. В кварцевых диоритах количество кварца достигает 15%. Габбро-пироксениты характеризуются повышенным содержанием пироксенов (до 55%) и пониженным плагиоклазов и роговой обманки. Акцессорные представлены сфеном и апатитом. Плагиоклазы часто соссюритизированы и эпидотизированы; по пироксенам развивается уралитовая роговая обманка, по роговой обманке — хлорит и актинолит.

В пределах штоков габброидов и вблизи их часты дайки и жилы серпентинитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, аплитов и плагиогранитов, которые имеют резкие интрузивные контакты с габбро-диоритами. Мощность этих жильных образований обычно не превышает 2—3 *м,* но иногда достигает 30—40 *м.* Длина их колеблется от нескольких десятков метров до 1,5—2,0 *км,* но обычно около 200—500 *м.*

По данным Г. С. Ведерникова, плагиограниты и гранодиориты состоят из олигоклаза (60—70%), кварца (до 15%), биотита (8%), калиевого полевого шпата (5%). Акцессорные представлены цирконом, апатитом, пиритом.

В. С. Ковальчук и В. М. Панин отмечали прорывание массивов серпентинитов мелкими штоками (гора Левенштерна), дайками и жилами габбро, габбро-диоритов и габбро-норитов, что позволяет считать габброиды более молодыми образованиями по сравнению с гипербазитами. Нахождение обломков серпентинитов и габброидов в гальке базальных горизонтов мачигарской свиты указывает на домиоценовый возраст габброидов и гипербазитов. В. М. Панин указывает на наличие в габбро и габбро-диоритах жил и прожилков кварца и кальцита.

По химическому составу (табл. 12) серпентиниты ближе всего стоят к гарцбургитам по Дэли. По классификации А. Н. Заварицкого, они относятся к типу недосыщенных кремнеземом с очень низкой щелочностью.

Неогеновый габбро-долеритовый интрузивный комплекс

Неогеновый габбро-долеритовый комплекс представлен, по данным Г. С. Ведерникова и В. М. Панина, немногочисленными мелкими штоками, пластовыми залежами, лакколитами и дайками габбро, габбро-диоритов эссекситовых долеритов и кринанитов. В этот комплекс Г. С. Ведерников включает также куямиты, а В. Ф. Ерохов и В. Н. Шилов (1966) указывают на присутствие тешенитов и обособленных тел бостонитов.

Пространственно интрузивы локализуются преимущественно в пределах Западного хребта, обнажаясь в цоколе террас (мыс Горнера), а также на водораздельной части хребта (горы Эспенберга, Шмидта). Отдельные тела их обнаружены в пределах Восточного хребта (среднее

http://jurassic.ru/

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержа						
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Cr_2O_3	MnO
1	Серпентинит, мыс Левенштерна	33,15	0,01	0,79	3,27	2,84	0,10	0,02
2	То же	36,91	0,03	0,71	2,92	4,15	0,34	0,10
3	То же, обр. Ш-116	38,04	0,17	1,17	8,00	Не опр.	Не опр.	0,22
4	Серпентинит, мыс Левенштерна	38,37	0,16	0,81	8,35	3,05	—	0,14
5	То же	38,91	0,04	0,89	4,34	3,07	—	0,10
6	„ „	39,00	—	0,64	2,84	4,39	0,08	0,05
7	То же, обр. Ш-93	39,49	0,25	0,88	8,12	Не опр.	Не опр.	0,23
8	Габбро-диорит, мыс Тумф, обр. 169	52,24	0,80	16,06	8,60	„	„	0,01
9	Диорит	53,56	1,64	14,19	4,55	7,75	„	0,19

По данным Г. С. Ведерникова — 1, 2, 5, 9, В. М. Панина — 3, 7, 8. В. С. Ковальчука — 4, В. М. Дер

течение р. Мал. Лонгри) и на восточном побережье полуострова (южнее мыса Елизаветы).

Образования комплекса прорывают и метаморфизуют верхнемеловые и нижнемиоценовые отложения вплоть до тумской свиты включительно. Верхний возрастной предел для них не установлен. Одни геологи (В. М. Панин, Л. В. Романов) считают их раннемиоценовыми, другие (В. С. Ковальчук) — среднемиоценовыми, а И. И. Ратновский (1960) допускает плиоценовый возраст этих пород. По данным Г. С. Ведерникова, абсолютный возраст кринанитов и эссексит-порфиритов равен соответственно 43 и 35 млн лет.

Размеры интрузивов небольшие. Диаметр штоков обычно не превышает 100—200 *м*, реже встречаются штокообразные тела и лакколиты площадью до 0,4 *км*^{2} (гора Эспенберга). Мощность силлов достигает 100—200 *м*, мощность даек редко превышает 2—3 *м*.

Долериты эссекситовые представляют собой темно-серые полнокристаллические мелко- и среднекристаллические массивные породы однородной текстуры. Они состоят, по данным В. С. Ковальчука, из лабрадора (30—35%), титан-авгита (25—30%), оливина (10—15%), биотита (3—5%), анальцима (10%), анортоклаза (10%). Рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом, вторичные — иддингситом, хлоритом, цеолитами, из акцессорных отмечается апатит. Структура пород долеритовая.

Кринаниты, по данным Г. С. Ведерникова, характеризуются повышенным количеством оливина (до 20%) и анальцима (до 25%), в куямитах присутствуют нефелин и натролит. По-видимому, именно эти породы В. Ф. Ероховым и В. Н. Шиловым (1966) были названы тешенитами.

Габбро и габбро-диориты внешне отличаются от долеритов более светлым цветом и крупнокристаллическим порфировидным строением. Под микроскопом они обнаруживают призматически-зернистую и габбровую структуры. В их состав, по данным В. М. Панина и Л. В. Романова, входят: плагиоклаз (№ 45—65) —55,60%, авгит (30—35%), оливин (до 5%), реже энстатит, роговая обманка, биотит. Из рудных минералов (1—2%) присутствуют пирит, магнетит, ильменит, пирротин. Вторичные минералы представлены серицитом, кальцитом, хлоритом, альбитом, серпентином.

http://jurassic.ru/

Таблица 12

ние в %										
MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O	П.п.п.	Сумма
42,83	0,20	0,08	0,04	0,24	сл.	0,05	0,86	15,28	—	99,76
41,86	0,32	0,07	0,07	0,23	сл.	0,04	0,11	12,95	—	100,81
38,06	1,08	0,20	—	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	0,60	13,10	100,64
36,68	0,37	Не опр.	—	»	0,07	—	Не опр.	1,32	11,53	100,55
37,69	0,97	0,09	0,05	—	—	0,08	0,41	12,41	—	99,05
36,67	0,42	0,70	0,65	0,27	—	—	—	15,10	—	100,81
37,60	1,05	0,20	—	Не спр.	0,01	Не опр.	Не опр.	0,72	12,12	100,67
6,00	8,41	5,67	1,20	—	0,10	»	»	0,20	1,12	100,41
5,37	3,86	5,28	0,37	—	0,15	0,94	1,69	0,48	0,40	100,42

виз — 6.

Состав интрузивного комплекса еще недостаточно изучен. Не исключена возможность, что эссекситовые долериты, кринатиты и тешениты, с одной стороны, и габбро-диориты — с другой, являются разновозрастными и принадлежат к разным комплексам.

Жильная серия этого комплекса, по данным Г. С. Ведерникова, представлена дайками трахидолеритов, трахибазальтов и эссексит-порфиритов, мощность которых 0,3—2,0 *м* (редко до 20 *м*), протяженность до 0,6 *км*.

По данным В. С. Ковальчука, на мысе Горнера зона экзоконтактового изменения имеет ширину 0,5—3,0 *м* и представлена плотными черными окремненными породами. В районе горы Эспенберга ширина зоны измененных пород около 25—30 *м* (материалы Л. В. Романова). Из гидротермальных образований отмечены жилы кальцита, часто с пиритом мощностью до 0,3 *м*.

Все породы описываемого комплекса недосыщены кремнеземом (табл. 13). Кроме этого, для них характерно повышенное количество щелочей, отчетливое преобладание натрия над калием. Эссекситовые долериты по химическому составу близки к тешенитам по Дэли (1933).

Сусунайский хребет

Интрузивные образования Сусунайского хребта представлены только ультраосновными породами, которые условно объединяются в мезозойский, возможно раннемеловой, гипербазитовый комплекс. В 1952 г. Л. Б. Кривицкий впервые установил и описал ряд выходов серпентинитов и серпентинизированных пироксенитов. Затем гипербазиты Сусунайского хребта изучались Д. Ф. Семеновым в 1962—1963 гг. и Д. Я. Барковым и Л. П. Залепухиным в 1964—1965 гг. В последние годы А. Е. Егоров (Егоров, 1967) описал некоторые особенности петрографии и минералогии гипербазитов и впервые привел петрохимическую характеристику и результаты определения абсолютного возраста этих пород.

Мезозойский гипербазитовый комплекс

Комплекс состоит из даек, пластовых тел и небольших штоков серпентинитов, серпентинизированных пироксенитов и горнблендитов, прорывающих метаморфические сланцы вальзинской серии. Мощность даек

http://jurassic.ru/

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержа					
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Габбро, гора Эспенберга, обр. 415	45,43	2,82	14,25	10,40	Не опр.	0,18
2	Тефрит, мыс Горнера, обр. 152	45,91	2,46	16,23	5,72	4,37	0,15
3	Эссексит-диабаз, гора Шмидта, обр. 6	46,43	2,74	17,09	5,61	4,19	0,15
4	Кринанит	46,45	2,66	17,54	4,04	5,83	0,13
5	Эссексит-порфирит	47,50	2,37	17,19	3,39	5,64	0,09
6	Габбро-диорит, гора Эспенберга, обр. 557	48,28	1,52	18,92	1,81	4,31	0,11

По данным В. М. Панина — 1, В. М. Дервиз — 2, 3, Г. С. Ведерникова — 4, 5, Л. В. Романова — 6.

колеблется в пределах 5—50 *м*, пластовые тела имеют мощность 100—300 *м*. Протяженность интрузивов обычно не превышает 200—500 *м*, редко достигая 2 *км* (р. Сокол). Ориентированы они, как правило, параллельно простиранию структур. Падение даек крутое (70—80°). Штоки имеют изометричную форму, площадь выхода их достигает 1,5 $км^2$ (гора Высокая).

Серпентиниты представляют собой желтовато-зеленые, светло- или темно-зеленые скрытокристаллические породы, жирные на ощупь, часто рассланцованные. Они состоят из антигорита, хризотила, брусита, рудных (до 10%), реже встречаются бастит и шпинель. Из рудных минералов присутствуют хромит, магнетит и гематит. Имеются также прожилки (мощностью до 1 *см*) хризотил-асбеста, карбонатов, редко кварца. Структура серпентинитов перекрещенно-волокнистая, петельчатая, реже решетчатая, текстура — пятнистая и полосчатая.

На контакте с вмещающими метаморфическими сланцами серпентиниты часто замещены талько-тремолитовыми породами с содержанием талька до 50—60%. Мощность таких эндоконтактовых зон до 0,3—2,0 *м*. К ним приурочены линзы талькитов мощностью 0,2—0,5 *м*, редко до 1,0—1,5 *м* (р. Сокол). Л. П. Залепухин наблюдал также линзы нефритов, целиком состоящие из спутанно-волокнистого тремолита, которые располагаются вдоль эндоконтактов серпентинитов и имеют мощность 5—20 *см* (реки Комиссаровка, Сокол).

В серпентинизированных пироксенитах пироксен представлен гиперстеном. В них иногда присутствует плагиоклаз (до 10%), что приближает их к габбро-пироксенитам.

№ п/п	Место отбора образца и его номер	Содержа					
		Si_2O	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Р. Комиссаровка	27,76	0,50	8,95	4,45	6,32	0,77
2	Р. Комиссаровка	35,58	—	2,75	4,63	0,71	0,09
3	Р. Сокол, обр. 218а	36,56	0,10	1,50	0,90	5,60	0,14
4	Р. Сокол, обр. 218б	37,10	0,10	1,50	2,90	4,70	0,14
5	Р. Сокол	42,79	—	0,90	3,04	2,49	0,08

По данным А. Е. Егорова — 1, 2, 5, Д. Ф. Семенова — 3, 4.

http://jurassic.ru/

Таблица 13

ние в %									Сумма
MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O	П.п.п.	
9,48	8,20	5,90	1,93	0,24	Не опр.	Не опр.	0,16	1,75	100,74
3,93	6,33	3,57	4,05	—	0,43	—	—	6,40	99,54
5,79	7,13	3,78	2,89	—	0,35	—	—	3,52	99,67
4,26	9,93	4,46	1,51	0,42	0,08	0,09	—	3,03	100,43
6,56	4,79	3,75	3,87	0,69	0,03	0,03	—	3,97	99,87
6,14	6,16	3,84	3,62	0,43	0,22	—	0,26	5,08	100,70

Горнблендиты — темно-зеленые средне- и крупнокристаллические массивные породы, состоящие из роговой обманки, диаллага, пумпеллиита (до 15%), эпидота (до 50%), магнетита (2—5%) и зерен граната. Структура их панидиоморфнозернистая.

Химический состав серпентинитов (табл. 14) позволил А. Е. Егорову и др. (Егоров, 1967а) предположить, что исходными для них являлись дуниты и гарцбургиты.

Присутствие серпентинизированных пироксенитов и серпентинитов, богатых известью, дает основание считать, что часть из них образовалась за счет пироксенитов, скорее всего гиперстенитов.

Кроме ультраосновных пород среди метаморфических образований вальзинской серии Сусунайского хребта присутствуют ортосланцы с реликтами диабазовой пойкилоофитовой структуры и амфиболиты, часть из которых является, по-видимому, домезозойскими интрузивными образованиями, близкими по возрасту к вальзинской серии.

Тонино-Анивский полуостров

Интрузивные образования Тонино-Анивского полуострова изучались в 1950—1957 гг. Л. М. Саяпиной, И. Г. Гринбергом и А. А. Трепалиной. Однако более детально они были исследованы в последние годы Ю. Н. Тарасевичем, В. Т. Шейко, В. И. Нарыжным, И. П. Аверьяновым и В. В. Слодкевичем. Некоторые стороны интрузивного магматизма этого района освещены в публикациях И. Г. Гринберга (Гринберг, 1956а), А. А. Капицы (Капица, 1960б), В. И. Нарыжного (Нарыжный, 1963), С. Д. Гальцева-Безюка (Гальцев-Безюк, 1963б, 1963в), Ю. М. Ковтуновича (Ковтунович, 1967) и И. П. Аверьянова (Аверьянов, 1968).

Таблица 14

ние в %									Сумма
Mgo	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O	П.п.п.	
27,95	5,90	0,35	0,02	0,11	Не опр.	0,52	0,69	15,95	100,24
39,68	1,57	0,31	—	0,09	То же	Не опр.	1,15	14,09	100,65
35,30	4,83	0,10	—	Не опр.	"	То же	Не опр.	14,50	99,53
35,60	4,41	0,10	—	То же	"	"	То же	15,50	101,05
38,07	0,49	0,13	0,02	—	0,07	0,38	0,73	11,59	100,78

http://jurassic.ru/

В настоящее время на Тонино-Анивском полуострове, по Ю. Н. Тарасевичу и В. В. Слодкевичу, выделяются следующие три интрузивных комплекса: раннемеловой габбро-перидотитовый, палеогеновый (?) гранитоидный и миоценовый андезито-базальтовый.

Раннемеловой габбро-перидотитовый интрузивный комплекс

К этому комплексу отнесены дайки и небольшие линейно вытянутые тела (до 1,6 *км*^{2}) базитов и гипербазитов, а также маломощные дайки габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, прорывающие вулканогенно-осадочные отложения новиковской свиты (юра — ранний мел).

Интрузивные тела базитов известны в басейнах рек Чайки, Водопадной, Южный Приток и Островки. Приурочены они к разломам северо-западного простирания и представлены роговообманковыми (реже оливиновыми) габбро, габбро-диоритами и габбро-диоритовыми порфиритами.

Габбро и габбро-диориты представляют собой темно-серые породы с зеленоватым оттенком, с панидиоморфнозернистой или габбровой структурой. Текстура их обычно массивная и лишь в центральных частях наиболее крупных интрузивных тел наблюдается слабо выраженная полосчатость. Породы сложены андезин-лабрадором (40—60%), темноцветными минералами (25—60%), сфеном (до 1,5%), апатитом (до 0,2%) и рудными (до 1%). Из вторичных присутствуют хлорит, антофиллит, актинолит, пренит, биотит, цоизит, кварц и лейкоксен. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и энстатитом, реже только диопсидом, или (в оливинсодержащих габбро) диопсидом (20—25%) и оливином (10—15%).

Габбро-диоритовые порфириты состоят из андезина (55—65%), роговой обманки (35—45%), как правило замещенной карбонатом и хлоритом, единичных зерен сфена и магнетита. Структура пород порфировая с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Гипербазиты слагают в бассейнах рек Языковки, Сенной, Водопадной, Южный Приток и Островки небольшие тела и дайки, приуроченные к разломам северо-западного и северо-восточного простираний. Они прорывают вулканогенно-кремнистые и терригенные образования новиковской свиты и массивы габброидов, но сами несут следы термального воздействия в контактах с массивами палеогеновых гранитоидов. В ряде случаев (реки Водопадная, Южный Приток) тела гипербазитов, по данным В. В. Слодкевича, отчетливо секут полосчатость в габброидах под углом до 50°.

Ультраосновные породы представлены перидотитами (лерцолитами, реже гарцбургитами), обычно нацело серпентинизированными, плотными, темно-зеленого и черного цвета, массивными. Сложены они агрегатами хризотила и антигорита, среди которых отмечаются реликты оливина, энстатита, авгита и редкие зерна ильменита и хромита. Микротекстура пород варьирует от петельчатой до спутанно-волокнистой. По р. Водопадной среди гипербазитов наиболее крупного интрузивного тела имеются маломощные (до 0,25 *м*) жилы крупно- и гигантозернистого бронзитита.

Габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты пространственно (и, видимо, генетически) связаны с вулканогенно-кремнистыми горизонтами новиковской свиты. Дайки этих пород отмечаются на побережье Охотского моря севернее мыса Великан, в среднем течении р. Крошки, в верховьях р. Наки и в других местах. Они, как правило, крутопадающие (60—80°), маломощные (до 1,5 *м*) и име-

http://jurassic.ru/

ют субмеридиональное и северо-западное простирания. Внешне — это темно-серые и зеленоватые породы с порфировым или равномернозернистым строением. В диабазах устанавливается офитовая, в габбро-диабазах — офитовая и габбровая, в диабазовых порфиритах — интерсертальная структура. Породы состоят из лабрадора (до 70%), пироксенов авгитового ряда (до 30%) и небольшого количества рудных минералов (до 2%). Вторичные изменения выражаются в карбонатизации и серицитизации плагиоклазов, хлоритизации и уралитизации пироксенов и девитрификации вулканического стекла.

Контактовые изменения вмещающих пород вблизи тел габброидов незначительны. Выражены они маломощной (до 0,3 *м*) зоной слабого окварцевания, хлоритизации и серпентинизации. Дайки гипербазитов, по данным В. В. Слодкевича, обнаруживают четкий активный контакт с вмещающими их габброидами. Измененные породы в экзоконтактах гипербазитовых тел светло-серые, афанитовые, состоящие из глинистых минералов (60%), серпентина (до 40%) и хлорита (до 3%). Местами они замещаются пренит-пектолитовым агрегатом. Ширина зоны контактово измененных пород достигает 1 *м*. С удалением от контакта интенсивность изменений затухает, однако контактовое воздействие еще в некотором удалении проявляется в уралитизации пироксенов, пренитизации плагиоклазов и замещении амфиболов антофиллитом и тремолитом.

Петрохимическая характеристика пород раннемелового интрузивного комплекса приведена в табл. 15.

Палеогеновый гранитоидный интрузивный комплекс

В этот комплекс входят Анивский и Охотский гранитоидные массивы и связанные с ними жильные образования, которые прорывают и метаморфизуют новиковскую свиту (юра — ранний мел) и покрываются раннемиоценовой аракайской свитой. Аркозовый контакт наблюдался к северу от устья р. Быстрой (данные Ю. Н. Тарасевича). Абсолютный возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом (по В. И. Нарыжному и Ю. Н. Тарасевичу), варьирует от 30—37 млн. лет (Охотский массив) до 57 млн. лет (Анивский массив).

Наиболее крупный, Анивский массив образует южную оконечность Тонино-Анивского полуострова и представляет узкое, сильно вытянутое в меридиональном направлении тело площадью около 45 *км*^{2}. Восточный контакт его тектонический, западный — довольно крутой (40—65°), интрузивный. Массив сложен преимущественно гранитами и гранодиоритами, в меньшей мере кварцевыми диоритами, связанными между собой постепенными взаимопереходами. При этом более кислые разновидности пород приурочены к центральным частям, а более основные к краевым. Внешне — это средне- и крупнозернистые породы серого цвета с массивной текстурой. Структура их гипидиоморфная, реже аплитовая или микропегматитовая (для гранитов), а в отдельных участках порфировая.

Охотский массив расположен в северо-восточной части полуострова, в бассейнах рек Железной, Быстрой, Буреи, Жуковки и Горной. Площадь массива около 14 *км*^{2}. Форма его овальная. Породы, слагающие массив, представлены (в порядке убывания): кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, связанными постепенными взаимопереходами. Породы среднезернистые и равномернозернистые, в краевых частях — порфировидные. Цвет их серый с зеленоватым и розовым оттенком, текстура массивная. Пре-

http://jurassic.ru/

Таблица 15

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1	Диабаз, мыс Великан, обр. 2041а	45,31	2,27	14,34	2,83	7,97	0,21	3,40	8,53	7,04	0,60	0,66	Не опр.	0,06	7,58	100,80
2	Диабаз, мыс Великан, обр. 3035к	48,90	0,74	13,81	7,18	3,73	0,21	8,06	11,26	2,83	1,10	0,06	0,11	0,30	2,40	100,69
3	Оливиновое габбро, р. Горелая, обр. 6и	45,60	0,62	13,86	3,94	6,90	0,14	10,15	10,74	2,02	0,72	0,14	0,06	0,40	4,90	100,19
4	Роговообманковое габбро, р. Вавай, обр. 89в	51,23	0,72	16,36	3,63	6,47	0,12	7,40	7,57	3,46	0,96	0,05	0,02	0,02	2,02	100,03
5	Оливиновое габбро, р. Островка, обр. 1502	54,02	0,63	15,81	1,74	7,95	0,12	5,41	6,22	4,04	1,05	0,12	0,11	0,39	2,15	99,76
6	Карбонатизированное, роговообманковое габбро, Водопадненский интрузив, обр. 1198б	46,72	0,55	12,39	1,27	8,12	0,13	3,54	19,75	3,35	0,12	0,07	—	0,12	3,64	99,77
7	Тремолитизированное роговообманковое габбро, Водопадненский интрузив, обр. 1510б	51,85	0,31	12,63	2,07	6,35	0,15	11,54	7,93	4,25	0,11	0,09	0,20	0,41	2,46	100,35
8	Оталькованное роговообманковое габбро, Водопадненский интрузив, обр. 1509б	55,07	0,49	15,85	0,98	7,40	0,14	5,52	6,31	6,47	0,12	0,08	0,46	0,19	1,58	100,66
9	Роговообманковое габбро, Водопадненский интрузив, обр. 104м	57,34	0,60	15,07	2,97	6,69	0,14	3,55	5,72	5,66	0,71	0,03	0,21	0,29	1,33	100,31
10	Серпентинизированный лерцолит, Водопадненский интрузив, обр. 1507е	38,89	—	0,49	5,80	1,76	0,10	36,80	1,30	0,40	0,04	0,04	0,34	1,28	12,85	100,09
11	Серпентинизированный лерцолит, Водопадненский интрузив, обр. 1507	39,33	—	1,03	5,02	0,29	0,11	38,16	0,60	0,47	0,11	0,06	0,19	0,83	13,30	100,50
12	Серпентинизированный лерцолит, Водопадненский интрузив, обр. 1198а	42,20	—	1,53	3,48	4,31	0,14	35,91	—	0,13	—	0,04	—	0,58	12,00	100,32
13	Серпентинит, Водопадненский интрузив, обр. 1218а	43,34	—	0,51	1,34	3,45	0,19	37,14	2,10	0,18	—	0,02	—	0,22	12,04	100,53
14	Бронзитит, Водопадненский интрузив, обр. 1509	52,20	—	1,11	1,17	4,93	0,15	31,81	4,16	0,50	0,04	0,03	0,16	0,32	3,65	100,23
15	Серпентинизированный лерцолит, р. Островка, обр. 1505	40,22	—	1,74	7,05	0,58	0,09	37,08	0,76	0,52	0,04	0,01	0,23	0,93	11,14	100,39
16	Серпентинит, р. Горелая, обр. 250д	40,67	0,05	1,24	7,14	0,36	—	38,00	—	0,15	0,11	0,02	0,01	0,40	12,28	100,44

По данным Ю. Н. Тарасевича — 1—4, 16, И. П. Аверьянова и др. — 5—15.

http://jurassic.ru/

обладающей структурой является гипидиоморфная, значительно реже — гранитовая и микрогранитовая (в плагиогранитах).

Жильные образования, связанные с гранитоидами, представлены маломощными (0,1—2 *м*) жилами аплитов и пегматитов (Анивский массив), а также целой серией даек мощностью от 1 до 20 *м* диоритовых порфиритов, микродиоритов, гранодиорит-порфиров, лампрофиров, фельзитов и фельзитовых порфиров (Охотский массив). Простирание тел северо-восточное, реже северо-западное и субширотное. Все они крутопадающие. Наиболее крупные из них располагаются в непосредственной близости от эндоконтактов массивов.

Вышеописанные интрузивы приурочены к крупной антиклинальной структуре и контролируются зоной разломов субмеридионального простирания.

По материалам В. И. Нарыжного, формирование интрузивов происходило в гипабиссальных условиях на глубине не более 2 *км*, на что указывают широкое развитие порфировых и мелкозернистых пород, а также небольшая мощность экзоконтактовых роговиков. Отсутствие элементов первичной анизотропии позволяет предполагать о кристаллизации магмы на месте формирования интрузивов. Эрозионный срез интрузивов неглубокий, на что указывает большое количество ксенолитов вмещающих пород и присутствие порфировых разностей пород. Апикальная часть, по мнению В. И. Нарыжного, имела неровную поверхность, о чем можно судить по неравномерному развитию мелкозернистых разностей гранитоидов, в частности по присутствию их в центральных частях интрузивов.

Граниты состоят из олигоклаз-андезина (10—35), ортоклаза (25—50%), кварца (25—35%), биотита (2—12%), мусковита (0,5—7%) и единичных зерен апатита, циркона, сфена, магнетита, пирита и ильменита. Для плагиоклазов характерны мирмекитовые выделения кварца, для ортоклаза — пертитовые вростки альбита, занимающие до 10—20% площади зерен. В порфировидных разностях вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, ортоклазом, реже биотитом. Полевые шпаты серицитизированы, пелитизированы, реже хлоритизированы и карбонатизированы; биотит порой нацело замещен хлоритом или агрегатом карбоната и лимонита.

Плагиогранаты характеризуются полным отсутствием калиевого полевого шпата. Содержание темноцветных минералов в них (биотит и роговая обманка) не превышает 5%.

Гранодиориты отличаются от гранитов несколько повышенным содержанием биотита (до 10—12%), роговой обманки (до 8%) и плагиоклаза (до 55%) и пониженным кварца (до 19—25%) и ортоклаза (до 10—25%).

Граносиениты отмечаются локально. Для них характерно небольшое содержание кварца (3—7%) и повышенное — ортоклаза (до 35—45%).

Кварцевые диориты сложены олигоклаз-андезином (40—70%), кварцем (15—20%), ортоклазом (до 5—10%), роговой обманкой (3—10%) и биотитом (обычно 3—7, иногда до 30%). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон и сфен. Вторичные образования представлены хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом, карбонатом, серицитом и лейкоксеном. Порфировидные разновидности обладают микрогипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Фенокристаллы (15—50% объема породы) в них сложены исключительно плагиоклазом (андезином).

Диоритовые порфириты, микродиориты и гранодиорит-порфиры дайковых тел светло-серые, порфировые с микро-

http://jurassic.ru/

гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой основной массой. Вкрапленники (5—35% объема породы) сложены плагиоклазами и роговой обманкой или только плагиоклазами. В диоритовых порфиритах последние представлены лабрадором, в гранодиорит-порфирах — олигоклаз-андезином. Плагиоклазы обычно пелитизированы и серицитизированы, а нередко полностью замещены карбонатом. Основная масса в диоритовых порфиритах состоит из плагиоклаза (70—80%), ромбического пироксена (8—10%) или роговой обманки (5—6%) и кварца (5—10%). В гранодиорит-порфирах и микродиоритах она представлена микропертитовым ортоклазом (30%), плагиоклазом (30%), кварцем (15%), роговой обманкой (10%) и мусковитом (2%).

Фельзиты и фельзитовые порфиры грязно-серые, массивные, микропорфировые с микропойкилитовой основной массой. Порфировые выделения (10—15% объема породы) сложены плагиоклазом и единичными зернами роговой обманки, нацело замещенной кварц-карбонатным агрегатом и ильменитом. Основная масса неравномерно карбонатизирована и состоит из кварца (75—80%) с пойкилитовыми включениями плагиоклазов (10—15%), мусковита и серицита.

Лампрофиры — породы крупно- и среднезернистые, темно-серые, порфировые с долеритовой или пойкилоофитоинтерсертальной основной массой. Гломеропорфировые агрегаты (до 10% объема породы) сложены кварцем, плагиоклазом и очень редко амфиболом. Основная масса состоит из олигоклаза (30—40%), кварца (5—15%), роговой обманки (до 30%), девитрифицированного вулканического стекла (до 10%), апатита и магнетита.

Аплиты — светло-серые, мелкозернистые, реже порфировидные породы с массивной текстурой, аплитовой или микропегматитовой структурой. Сложены они ортоклазом (40—53%), олигоклаз-андезином (7—16%), кварцем (30—36%), биотитом (3—7%), мусковитом (до 3%), роговой обманкой (1%) и единичными зернами магнетита, пирита, сфена, циркона и апатита. Вторичные изменения минералов незначительны.

Пегматиты — крупнозернистые, белого и светло-серого цвета, массивные породы с пегматитовой структурой. Состав их: ортоклаз крипто- и микропертитового строения (40—65%), кварц (35—57%), биотит (до 3%) и мусковит. Из акцессорных минералов отмечен циркон, из вторичных — альбит, хлорит и лимонит.

Контактовый метаморфизм в связи с гранитоидами проявился в образовании в экзоконтактах интрузивов кварцево-слюдистых и кварцево-слюдисто-полевошпатовых роговиков. Ширина зоны ороговикования для Охотского массива варьирует в пределах первых десятков метров, для Анивского достигает 600 *м*. На большем удалении от интрузивов во вмещающих породах отмечаются лишь новообразования кварца и редкие чешуйки биотита. Роговики обычно темно-серые и черные с порфиробластовой структурой и гранобластической основной массой. Состоят они из кварца (60%), биотита (25—30%) или серицита (20—25%) и плагиоклаза (до 10%). Редкие линзы известняков вблизи интрузивов мраморизованы или превращены в скарны, сложенные андрадитом, кварцем, хлоритом, эпидотом с вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита.

Термальное воздействие дайковых тел на вмещающие породы незначительно и выражается в рассланцевании пород параллельно контакту, слабом окварцевании и ожелезнении. Мощность зон закалки не превышает 0,5 *м*.

Химический состав пород комплекса приведен в табл. 16.

http://jurassic.ru/

Таблица 16

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1	Кварцевый диорит, Охотский шток, обр. 528	51,50	0,80	15,75	0,49	6,90	0,13	5,70	9,00	3,56	1,08	0,09	Не опр.	0,20	4,38	99,66
2	Гранодиорит, Охотский шток, обр. 507	57,13	1,13	16,50	5,30	4,02	—	3,32	6,75	2,70	0,93	Следы	0,13	0,57	1,20	99,68
3	Гранодиорит, Охотский шток, обр. 757	65,18	0,78	14,18	1,80	5,89	0,10	2,30	1,20	4,56	2,77	0,11	Не опр.	0,16	1,70	100,73
4	Гранодиорит, Охотский шток, обр. 758д	66,65	1,23	14,77	1,00	3,59	0,08	1,22	3,16	5,03	2,50	0,12	То же	0,04	0,94	100,33
5	Гранодиорит, Охотский шток, обр. 1	66,99	0,43	14,48	3,07	2,00	0,04	1,11	1,80	5,39	2,71	Следы	0,18	0,86	1,08	100,14
6	Гранодиорит, Охотский шток, обр. 7б	69,83	0,33	14,35	2,15	1,54	—	0,98	2,26	4,52	2,65	0,12	0,08	0,38	0,53	99,72
7	Граносиенит, Охотский шток, обр. 758б	71,64	0,68	13,33	1,68	2,51	0,06	0,25	1,55	5,27	3,00	0,08	Не опр.	0,10	0,52	100,67
8	Аляскитовый гранит, Охотский шток, обр. 514в	75,53	0,35	12,52	—	2,19	0,03	0,25	0,50	5,00	3,79	0,05	То же	0,04	0,32	100,57
9	Кварцевый диорит, Анивский шток, обр. 2119	66,36	1,26	14,46	2,04	3,15	0,10	2,36	3,46	3,64	2,74	0,05	„	0,18	0,72	100,52
10	Гранодиорит, Анивский шток	66,38	0,61	16,90	—	3,26	0,02	2,06	2,93	3,17	3,01	0,04	„	0,18	0,96	99,52
11	Гранодиорит, Анивский шток, обр. 8495	67,34	0,62	14,40	2,54	1,45	0,09	1,96	1,68	3,17	5,36	0,11	„	0,22	1,60	100,54
12	Гранодиорит, Анивский шток	67,67	0,55	15,72	0,77	2,97	0,02	1,83	2,37	2,93	3,20	0,10	„	0,26	1,15	99,54
13	Гранодиорит, Анивский шток, обр. 632	68,06	0,66	13,09	2,30	2,49	0,08	3,17	1,68	3,50	4,54	0,11	0,29	0,10	—	100,07
14	Гранит, Анивский шток, обр. 8695	68,22	0,72	14,07	2,40	1,59	0,08	2,57	1,76	3,50	4,64	0,11	0,01	0,08	0,82	100,57
15	Гранит, Анивский шток	69,87	0,56	14,74	—	2,87	0,02	1,79	2,10	1,58	4,57	0,04	—	0,21	1,05	99,40
16	Гранит, Анивский шток. обр. 633а	71,56	0,40	13,01	1,87	1,02	0,04	1,59	0,84	3,64	5,81	0,08	0,06	0,14	0,78	100,84
17	Гранит, Анивский шток, обр. 647г	76,62	0,10	11,40	1,19	—	0,03	1,69	0,84	3,17	4,83	0,07	0,08	0,10	0,68	100,78

По данным Ю. Н. Тарасевича — 1–8, В. Т. Шейко—9, 11, 13, 14, 16, 17, В. И. Нарыжного и Ю. Л. Неверова. — 10, 12, 15.

https://jurassic.ru/

Миоценовый андезито-базальтовый интрузивный комплекс

Этот комплекс объединяет мелкие (1—6 *м*) дайки андезитов и долеритов, а также пластовую интрузию андезито-базальтов (30—40 *м*), прорывающие образования новиковской, быковской и аракайской свит. Время внедрения интрузий относится Ю. Н. Тарасевичем к раннему миоцену, однако не исключен среднемиоценовый возраст, синхронный чеховскому вулканизму.

Интрузивные тела отмечаются в среднем течении р. Комиссаровки, в верховьях р. Наки и на мысе Коммунаров. Дайки крутопадающие и контролируются тектоническими разрывами северо-восточного и северо-западного простираний. Андезиты серые и темно-серые, плотные с пойкилоофитовой, интерсертальной или гиалопелитовой структурой. Состоят они из андезина (55—70%), пижонита (до 30%), вулканического стекла (до 10%) и рудных минералов. Долериты отличаются от андезитов наличием долеритовой структуры и более основным плагиоклазом (лабрадором). Пластовая интрузия сложена средне- и мелкозернистыми андезито-базальтами, сменяющимися к кровле андезитовыми порфиритами. Породы, слагающие интрузию, плотные, темно-серые и зеленовато-серые, массивные. Структура их порфировая с интерсертальной, участками пойкилоофитовой основной массой. Фенокристаллы (10—25% объема породы) представлены лабрадором. Основная масса состоит из олигоклаза, диопсида и вулканического стекла.

Западно-Сахалинские горы

Первые сведения о магматизме Западно-Сахалинских гор приведены в монографии В. М. Дервиз (Дервиз, 1915), которая описала сиениты, монциониты и эссексит — диабазы западного побережья Северного Сахалина, базальты и диабазы мысов Бошняк, Хойнджо и Уанди.

Изучение изверженных пород Южного Сахалина производилось позднее С. Ивао и К. Яги, статьи которых были посвящены петрологии и петрохимии щелочных пород района г. Лесогорска. В работе К. Яги (Yagi, 1953) приведена характеристика минерального состава долеритов, монцонитов и сиенитов, химические анализы полевых шпатов и темноцветных минералов и высказано предположение о том, что все разновидности щелочных пород — результат дифференциации на месте оливин-базальтовой магмы.

Интрузивные породы Западно-Сахалинских гор изучались в 1947—1958 гг. Г. Т. Татариновым, А. А. Капицей, П. Д. Шкляевым, С. Д. Гальцевым-Безюком, Ю. М. Ковтуновичем. Следует отметить, что различные щелочные породы Западного Сахалина (монцониты, эссекситы и др.) А. А. Капицей были ошибочно отнесены к габбро-диоритам.

В 1958—1967 гг. А. А. Трепалиной, В. П. Мытаревым, В. П. Феликсом, А. К. Салдугеевым, Д. Ф. Семеновым, А. С. Шуваевым и др. был получен большой фактический материал, по-новому освещающий многие стороны магматизма: было выявлено большое число ранее неизвестных интрузивных тел, уточнен их вещественный состав, возраст и условия залегания. Большинством этих исследователей возраст щелочных пород западного побережья острова определялся как плиоценовый. А. А. Трепалина и В. П. Мытарев впервые подробно описали диоритовый комплекс восточного склона Камышевого хребта. По мнению В. П. Мытарева и А. С. Шуваева, сложный комплекс субвулканических образований гор Клечковского и Монетной (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, диоритовые порфириты) рассматривался как одновозрастный с чеховскими эффузивными породами.

http://jurassic.ru/

В последние годы были проведены также специальные петрографические исследования интрузивных пород Западно-Сахалинских гор. В работах В. Н. Шилова (Шилов, 1957а, б, в, 1958а, б, в) содержится петрографическая и петрохимическая характеристика продуктов трех фаз неогенового магматизма западного побережья острова. В. Ф. Ерохов в 1961—1963 гг. изучил субвулканические образования восточного склона Западно-Сахалинских гор. В. Б. Сергеева в 1964—1966 гг. исследовала гипабиссальные породы основного и среднего состава территории Камышевого хребта. По ее мнению, основной объем этого комплекса составляют не диориты, как это принимается большинством геологов, а долериты. Петрологии щелочных пород посвящены работы Н. С. Никольского (Никольский, 1963).

Первые попытки обобщить материалы по интрузивным комплексам Западно-Сахалинских гор были сделаны А. А. Капицей (Капица, 1960б), В. И. Нарыжным (Нарыжный, 1963), С. Д. Гальцевым-Безюком (Гальцев-Безюк, 1963в), И. Я. Зытнером (Зытнер, 1964) и Ю. М. Ковтуновичем (Ковтунович, 1967).

Дополнительные данные были также получены в процессе исследований В. Г. Гальверсена, П. П. Демченко, Л. С. Маргулиса, Н. С. Моргунова, Г. В. Полунина, Д. Я. Баркова и др. Следует отметить, что комплекс основных и средних субвулканических образований верховьев р. Ини и горы Монетной В. М. Гранник относит к продуктам плиоценового вулканизма. Как нам представляется, этот вывод недостаточно обоснован.

Магматические породы описываемой территории по составу варьируют от дацитов до базальтов и долеритов, от кварцевых диоритов до монцонитов и сиенитов. Они сконцентрированы в основном в двух меридиональных поясах: вдоль западного берега острова и по восточным отрогам Камышевого хребта. Ширина этих поясов редко превышает 10—15 *км*. Для обоих магматических поясов предполагается связь интрузивных и эффузивных образований с разломами глубокого заложения, возникшими, очевидно, еще в мезозое на сочленении разнородных тектонических зон.

В настоящее время на территории Западно-Сахалинских гор выделяются следующие неогеновые интрузивные и субвулканические комплексы: ранне-среднемиоценовый андезито-базальтовый, среднемиоценовый диоритовый и раннеплиоценовый эссексит-монцонитовый.

Ранне-среднемиоценовый андезито-базальтовый субвулканический комплекс

В состав этого комплекса входят субвулканические тела (лакколиты, силлы, некки, экструзивные купола и дайки) андезитов, андезито-базальтов, базальтов, долеритов, редко андезито-дацитов. Они широко развиты вдоль западного берега о. Сахалин и на восточных отрогах Камышевого хребта. В этот же комплекс включены также редкие дайки и силлы кварцевых порфиров и дацитов, которые наблюдаются в поле распространения верхнемеловых и нижнемиоценовых отложений в бассейне р. Сусуи и вблизи поселков Быково, Взморье и Арсентьевки.

Субвулканические тела андезито-базальтов и андезитов п-ова Крильон почти всеми геологами считаются миоценовыми. В 1962 г. В. И. Головинский обнаружил во вмещающих эти образования породах позднемиоцен-плиоценовую фауну. Поэтому часть магматических пород этого района, возможно, является более молодой (плиоценовой).

http://jurassic.ru/

Формирование этого комплекса происходило в две стадии: раннемиоценовую и среднемиоценовую, одновременно с образованием аракайской и чеховской свит. Субвулканические тела комплекса генетически связаны с эффузивными породами указанных свит. Между этими двумя стадиями существовал перерыв, во время которого вулканические процессы проявлялись на соседних территориях, а в описываемых районах накапливались нормально-осадочные, реже пирокластические породы холмской и невельской свит.

Субвулканические тела первой стадии прорывают верхнемеловые, палеогеновые и раннемиоценовые отложения и нигде не выходят за пределы полей распространения нижнего и среднего горизонтов аракайской свиты. Лакколиты, силлы, дайки и некки второй стадии магматизма располагаются, кроме того, в породах холмской и чеховской свит миоценового возраста.

Среди продуктов первой стадии описываемого комплекса отмечаются андезиты и андезито-базальты, реже долериты и андезито-дациты. В среднем миоцене преобладали близповерхностные внедрения базальтов, андезито-базальтов и долеритов. Глубина застывания их, очевидно, не превышала 0,5 *км*.

Мощность силлов колеблется от нескольких метров до 25—30 *м*, достигая иногда 100—150 *м* (р. Лазовая). Длина силлов обычно равна 0,5—2 *км*, иногда 5—7 *км*. Часто встречаются лакколиты площадью 0,5—1,5 $км^2$, изредка до 2,5—3,0 $км^2$. Они, как правило, имеют сложное строение. Центральные части их чаще всего сложены долеритами и сравнительно хорошо раскристаллизованными андезито-базальтами, в которых, по данным И. О. Гусева, иногда встречаются жилы мощностью до 0,1 *м* андезито-дацитов (гора Бернизет). Мощность даек обычно около 1—5 *м*, а иногда и до 30—100 *м*, протяженность их колеблется от 50—100 *м*, до 2,5—6 *км*. Диаметр некков и экструзивных куполов, как правило, не превышает 300—500 *м*. Иногда встречаются экструзии площадью до 1,5 $км^2$ (гора Невельского).

Раннемиоценовые и среднемиоценовые магматические породы весьма сходны по составу, структуре, вторичным изменениям и т. д. В целом продукты первой стадии магматизма являются более кислыми, некоторые из них приближаются к дацитам, в то время как среди среднемиоценовых пород преобладают базальты.

Внешне базальты и андезито-базальты представляют собой темно-серые, реже зеленовато-серые, иногда черные и бурые массивные порфировые породы с мелко- или микрокристаллической основной массой. Размеры вкрапленников достигают 1—3 *см*. Отдельность чаще всего параллелепипедальная, но нередко встречается столбчатая и таблитчатая. Структура их обычно полипорфировая и эвпорфировая, реже олигопорфировая. Основная масса обладает интерсертальной, реже пилотакситовой структурами. Андезиты отличаются от них более светлым (до светло-серого) цветом и более стекловатой основной массой, имеющей гиалопилитовую, редко микролитовую или витрофировую структуру. Для долеритов и долерито-базальтов характерны афировое полнокристаллическое строение и офитовая структура.

Все породы описываемого комплекса состоят преимущественно из плагиоклазов и вулканического стекла. Количество темноцветных минералов (пироксен, реже оливин и роговая обманка) редко превышает 15—20%. Порфировые выделения представлены плагиоклазами (от № 37—40 в андезитах до № 85—96 в базальтах), гиперстеном, оливином, реже авгитом, диопсидом, бронзитом и роговой обманкой. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, пирит, сфен; вто-

http://jurassic.ru/

ричные минералы представлены халцедоном, опалом, кварцем, хлоритом, актинолитом, кальцитом, альбитом и эпидотом.

Отмечаются некоторые существенные особенности состава петрографически сходных образований Западного и Восточного магматических поясов Западно-Сахалинских гор. Так, в породах западного побережья острова среди фемических минералов резко преобладают моноклинные пироксены (обычно авгит, иногда диопсид), роговая обманка встречается реже (в основном в андезитах). В андезито-базальтах и базальтах Восточного пояса появляется много ромбических пироксенов (гиперстен, реже бронзит), которые иногда преобладают над моноклинными. Базальтическая роговая обманка здесь также играет более значительную роль.

Эндоконтактовые изменения выражаются в осветлении магматических пород, увеличении количества стекла и порфировых выделений, повышении содержания вторичных минералов (карбонатов, халцедона, кварца, опала, хлорита, лимонита и др.) по направлению к контактам. Вмещающие породы на контакте с субвулканическими образованиями становятся, как правило, более светлыми, крепкими, карбонатизированными и окремненными. Ширина экзоконтактовой зоны редко превышает 1—2 *м*, обычно составляет 0,2—0,5 *м*.

Субвулканические тела описываемого комплекса зачастую сопровождаются гидротермально-измененными породами: зонами пропилитизации, вторичных кварцитов и окварцевания, ширина которых иногда достигает 50—100 *м* (р. Боровая). Как изверженные, так и вмещающие породы вблизи контактов нередко содержат жилы и прожилки кварца, халцедона, опала, кальцита, арагонита, которые иногда несут оруденение колчеданного и сульфидного типов (пирит, арсенопирит, реже халькопирит, галенит). Мощность отдельных жил халцедона, опала и кварца достигает 40—50 *см*.

Для пород описываемого комплекса (табл. 17) характерны высокие (по сравнению со средними базальтами и андезитами, по Р. Дэли) содержания окисей кальция и магния, часто глинозема, низкие содержания окиси кремния и преобладание натрия над калием. Во многих породах, кроме того, отмечается повышенная щелочность. По данным В. Н. Шилова (Шилов, 1958а)) миоценовые породы близки к молодым лавам Японии и о. Мартиника и относятся к типу Пеле. В целом это типичные представители известково-щелочного ряда, занимающие по своей известковости крайнее положение среди тихоокеанских серий пород.

Среднемиоценовый диоритовый интрузивный комплекс

Среднемиоценовый диоритовый комплекс развит в основном на восточных отрогах Камышевого хребта от пос. Взморье на юге до пос. Гастелло на севере, в меньшей мере — в бассейнах рек Ново-Айнской и Красногорки. Он представлен гипабиссальными пластовыми телами и дайками диоритов, габбро-диоритов, кварцевых долеритов, кварцевых диоритов, диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов, которые прорывают верхнемеловые и неогеновые образования, вплоть до холмской свиты (нижний — средний миоцен). К этому комплексу нами вслед за А. А. Трепалиной и др. условно отнесены породы горы Спамберг, которые другими исследователями (Ю. К. Гуменный, А. С. Шуваев) считаются монцонитами.

Пластовые тела имеют протяженность от 0,5—1,0 до 10—12 *км*, мощность от 10—20 до 200—300 *м* (чаще всего 50—70 *м*). Наиболее крупные силлы отмечаются западнее поселков Угледарск и Гребенская

http://jurassic.ru/

Таблица 17

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1	Андезито-базальт, р. Язычница, обр. 58б	52,42	1,10	16,22	6,90	3,30	0,22	3,64	9,70	2,86	0,86	—	—	—	2,90	100,12
2	Андезито-базальт, гора Бернизет, обр. 229а	52,80	1,07	13,52	6,10	3,84	0,33	3,62	12,88	3,70	1,01	0,33	0,51	—	0,89	100,60
3	Долерито-базальт, р. Красногорка, обр. 159а	53,85	0,78	17,85	5,54	4,02	0,15	3,15	10,55	3,23	0,65	0,22	0,06	0,52	0,34	100,91
4	Андезито-базальт, р. Макаровка, обр. 1м	53,80	0,76	21,55	3,22	2,78	0,06	3,00	9,03	2,86	0,80	0,12	0,32	2,01	0,64	100,95
5	Андезито-базальт, р. Лазовая, обр. 188	54,42	0,69	16,84	2,04	5,38	0,07	6,57	6,91	2,78	0,59	0,12	0,01	2,49	1,51	100,42
6	Андезито-базальт, Садовниковский карьер, обр. 659а	54,70	1,12	15,09	4,29	3,80	0,09	3,30	9,76	3,57	0,98	0,16	0,30	1,00	2,34	100,50
7	Андезито-базальт, гора Бернизет, обр. 226а	54,87	1,06	16,14	5,46	4,63	0,13	2,90	7,85	3,65	1,35	—	0,50	0,28	1,42	100,24
8	Андезито-базальт, р. Нитуй, обр. 37а	55,09	0,73	16,13	2,45	4,32	0,05	6,45	8,38	2,65	1,30	0,11	0,05	2,12	0,65	100,48
9	Андезито-базальт, р. Лазовая, обр. 67	55,11	0,74	14,86	2,03	5,06	0,09	8,11	7,60	2,42	0,97	0,09	0,16	2,31	0,52	100,07
10	Андезит, р. Нитуй, обр. 36	56,36	0,80	17,64	2,30	4,28	0,04	4,95	7,68	2,78	0,94	0,08	0,05	1,83	0,47	100,20
11	Андезит, р. Песчаная, обр. 307	56,49	0,85	18,83	2,00	5,20	0,03	3,04	8,38	2,40	0,11	—	—	—	2,70	100,09
12	Андезит, р. Нитуй, обр. 30	56,95	0,89	18,54	2,55	4,23	0,12	2,25	8,35	2,50	1,11	0,07	—	1,34	0,84	99,68

По данным Д. Ф. Семенова — 1, 2, 3, 6, 7, 11, В. Ф. Ерохова — 4, 5, 8—10, 12.

http://jurassic.ru/

(горы Каракульчан, Ленинская, Минская, Клокова и др.). Дайки имеют мощность 10—50 *м*, редко до 100—150 *м*. Наблюдается отчетливое преобладание пластовых интрузий.

Интрузивные тела в большинстве случаев являются недифференцированными. В центральных частях крупных тел наблюдаются порфировидные диориты и габбро-диориты, краевые фации представлены диоритовыми и габбро-диоритовыми порфиритами и долеритами. В апикальных частях интрузивов и в эндоконтактах отмечаются андезиты, андезито-базальты, редко базальты, ширина зоны которых обычно 3—6 *м* и лишь иногда до 10—15 *м*. Мелкие силлы и дайки сложены габбро-диоритовыми порфиритами, кварцевыми долеритами, реже андезитами. Переходы всех пород друг в друга, как правило, постепенные. В. Б. Сергеева и В. М. Гранник указывают на присутствие в диоритах, габбро-диоритах и долеритах значительных количеств ксенолитов (до 0,2 *м* в поперечнике), горнблендитов, габбро-роговообманковых и габбро-пегматитов.

Диориты и габбро-диориты — светло-серые и серые, иногда зеленовато- и темно-серые крупно- и среднекристаллические, слабо порфировидные массивные породы параллелепипедальной и глыбовой, в выветрелых участках эллипсоидальной отдельности. Текстура их обычно массивная, однородная, но иногда встречается такситовая за счет скоплений темноцветных минералов. Под микроскопом они обнаруживают призматически-зернистую гипидиоморфнозернистую структуру, с участками габбровой и гранофировой.

Диоритовые и габбро-диоритовые порфириты отличаются более темным цветом, резкой порфировидностью и мелкокристаллической структурой.

Диориты, габбро-диориты и кварцевые диориты сложены преимущественно плагиоклазами (№ 45—72), количество фемических минералов (авгит, диопсид, гиперстен, бронзит, реже роговая обманка, оливин, биотит) составляет 15—25%, редко достигает 40%; в гранофировых вростках часто присутствует калиевый полевой шпат (до 5%). Диориты и кварцевые диориты характеризуются повышенным по сравнению с габбро-диоритами содержанием кварца (до 15—20%), присутствием биотита (5—10%), отсутствием оливина и пониженным количеством (5—15%) пироксенов. В габбро-диоритах количество кварца не превышает 2—5%; ромбический пироксен нередко преобладает над моноклинным. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, хромитом, магнетитом и пиритом; вторичные — цеолитами, хлоритом, актинолитом, халцедоном, реже биотитом и уралитовой роговой обманкой.

По направлению к контактам описываемые породы в целом становятся более мелкокристаллическими, затем стекловатыми (андезито-базальты, андезиты), плагиоклазы порфировых выделений не только увеличиваются в размерах, но становятся более кислыми. Непосредственно возле контактов они обычно карбонатизированы, цеолитизированы, хлоритизированы и ожелезнены, имеют более светлый облик, иногда миндалекаменную текстуру. Плагиоклазы эндоконтактовых пород, как правило серицитизированы и альбитизированы. Вмещающие породы в экзоконтактах становятся более плотными, осветляются или, наоборот, темнеют. Они, как правило, слабо ороговикованы, но иногда встречаются кварцевые и кварц-полевошпатовые роговики. Изредка вдоль контактов отмечаются вторичные кварциты, состоящие из кварца и серицита (данные В. Г. Гальверсена). Ширина зоны экзоконтактовых пород обычно равна 1—3 *м*, но иногда достигает 10—20 *м* (гора Каракульчан).

http://jurassic.ru/

С интрузивными телами диоритов связаны жилы и прожилки карбонатного, цеолит-карбонатного и опал-халцедонового состава мощностью до 0,2—0,3 *м*, а также зоны пропилитизации и окварцевания (иногда с сульфидным оруденением) во вмещающих породах в непосредственной близости от интрузивов (реки Ново-Айнская, Нитуй).

Породы диоритового комплекса отличаются высокой магнезиальностью с повышенной ролью извести и щелочей (табл. 18). Общность химического состава, сходство петрографо-минералогических особенностей и приуроченность к одной тектонической структуре (Тымь-Поронайскому разлому) — все это указывает на парагенетические и комагматические связи породы ранне-среднемиоценового андезито-базальтового и среднемиоценового комплексов.

Раннеплиоценовый эссексит-монцонитовый интрузивный комплекс

Раннеплиоценовый эссексит-монцонитовый комплекс представлен пластовыми телами, лакколитами, дайками и жилами долеритов, эссекситов, монцонитов, щелочных сиенитов, присутствуют также тешениты и кринаниты. Они распространены вдоль побережья Татарского пролива от широты г. Шахтерска (на юге) до пос. Усть-Агнево (на севере), где прорывают и метаморфизуют меловые, палеогеновые и неогеновые отложения вплоть до курасийской свиты (верхи верхнего миоцена) включительно. В последние годы галька этих пород обнаружена в гальке конгломератов маруямской свиты (плиоцен). По данным А. С. Шуваева, абсолютный возраст эссексита г. Брянской определяется в 9 млн. лет (Т. К. Ковальчук). Все это предопределяет раннеплиоценовый возраст щелочных образований описываемого комплекса.

Следует отметить, что при определении рассматриваемой группы пород пока не выработано единства подхода и используется различная номенклатура. К тонкокристаллическим разностям кроме термина долерит (Шилов, 1957) применялись термины «эссексит-диабаз» (Дервиз, 1915), «кринанит» (А. Н. Заварицкий) и др. Хорошо раскристаллизованные породы одного и того же состава и близкой структуры нередко назывались долеритами (Никольский, 1963), монцонитами (В. Н. Шилов), «эссекситами» (Семенов, 1967; В. П. Феликс). Нам представляется более правильным последний термин. И только определение сиенитов не вызывает споров.

В описываемом комплексе преобладают интрузивы, протяженность которых достигает 2—3 *км*, при мощности от долей метра до 200—300 *м* (рис. 46). Наиболее крупные силлы отмечаются в районе гор Сергеевской и Жуковского, на мысах Бакланова и Мозир, по рекам Надеждинке, Тельновке и др. Лакколиты имеют площадь выхода на поверхность 0,5—1,5 *км*^{2} (мысы Воздвижения, Корсакова, гора Баранова и др.). Мощность даек редко превышает 5—10 *м*, длина их колеблется от нескольких десятков метров до 1,0—1,5 *км*. Отдельные интрузивы ориентированы параллельно простиранию основных складчатых структур и разрывов, оперяющих региональный Западно-Сахалинский разлом.

Крупные пластовые тела и лакколиты имеют сложное строение. Краевые части их обычно сложены долеритами, центральные участки — эссекситами и монцонитами. Почти всегда крупные интрузивы сопровождаются серией дайкоподобных тел и жил щелочных сиенитов, ориентированных чаще всего параллельно контактам с вмещающими породами. Мощность их редко превышает 1 *м*, но иногда достигает 20 *м* (данные Ю. М. Ковтуновича). Самостоятельных тел сиениты обычно не образуют. И только в бассейне р. Лесогорки (верховья рек Бирюзы,

http://jurassic.ru/

20 Зак. 336

Таблица 18

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1	Габбро-диорит, р. Ново-Айнская, обр. 103а	49,94	1,15	15,83	1,51	6,75	0,16	7,60	6,82	3,75	1,78	0,23	0,06	0,30	3,98	99,86
2	Габбро-диорит, р. Ново-Айнская, обр. 112а	50,18	0,81	17,83	5,74	3,10	0,18	6,00	6,72	3,45	1,59	0,25	0,04	0,74	3,68	100,31
3	Кварцевый долерит, р. Макаровка, обр. 4422м	53,38	0,76	17,29	2,02	4,49	0,10	7,08	7,90	2,31	0,87	0,23	0,03	2,46	0,72	99,64
4	Кварцевый долерит, р. Монетка, обр. 4561в	54,25	0,67	18,16	1,53	4,48	0,06	2,36	8,57	2,55	0,98	0,22	0,39	1,25	4,92	100,39
5	Кварцевый долерит, р. Макаровка, обр. 4422л	55,15	0,82	18,23	3,77	2,50	0,05	4,67	7,93	2,89	1,13	0,19	0,13	1,63	1,44	100,53
6	Диоритовый порфирит, р. Варварка, обр. 2195	55,64	1,21	16,73	4,09	3,69	0,11	4,20	7,57	3,12	1,81	0,17	0,07	0,64	1,26	100,31
7	Габбро-диоритовый порфирит, р. Угледарка, обр. 3	56,52	0,45	15,62	4,10	3,88	0,05	4,64	5,89	4,31	1,66	—	0,36	1,62	2,64	101,74
8	Андезит, р. Давеча, обр. 1720а	56,72	0,80	17,33	3,57	2,55	0,06	2,88	7,51	3,67	0,77	0,08	0,86	0,72	1,98	99,50
9	Кварцевый долерит, р. Акация, обр. 4430г	57,20	1,13	16,17	1,74	5,15	0,06	3,71	6,92	3,45	0,74	0,14	0,13	1,15	1,34	99,63
10	Диорит, р. Красногорка, обр. 156а	57,21	0,65	18,15	2,44	4,31	0,11	3,44	7,29	3,96	1,47	0,17	0,08	0,44	1,04	100,76

По данным Д. Ф. Семенова — 1, 2, 10, В. Б. Сергеевой — 3, 4, 5, 9, Ю. Н. Тарасевича — 6, 8, Г. А. Бакаева 7.

https://jurassic.ru/

Тавды и др.) П. П. Демченко в 1962 г. обнаружил пластовые залежи (до 0,6 *м* мощности) сиенитов.

Долериты, эссекситы и монцониты часто связаны постепенными переходами, а также образуют обособления друг в друге с отчетливыми, но не резкими контурами. Щелочные сиениты имеют как резкие границы, так и постепенные переходы в монцониты и эссекситы. На контактах пород друг с другом в пределах одного интрузива нигде не отмечалось следов прорыва, зон закалки или контактового воздействия. Мелкие тела мощностью 1—3 *м,* как правило, однородные и сложены долеритами. Силлы мощностью менее 1 *м* нередко представлены трахибазальтами и трахиандезитами. Такие же стекловатые породы иногда наблюдаются непосредственно в эндоконтактах (зоны шириной 0,05—0,1 *м*) более крупных интрузивов.

Все интрузивные породы комплекса образовались в гипабиссальных условиях, на сравнительно небольших глубинах (до 1,5—2,0 *м*).

Рис. 46. Лакколит монцонитов и эссекситов у мыса Корсаковского вблизи устья р. Пильво. Фото Ю. М. Ковтуновича

Долериты представляют собой темно-серые и голубовато-серые равномернокристаллические плотные массивные породы глыбовой, плитчатой или таблитчатой отдельности. Они обладают гранулитоофитовой и пойкилоофитовой структурами и состоят в основном из плагиоклазов (№ 54—76), моноклинных пироксенов (титан-авгита, натрового авгита) и оливина (до 15%). Общее количество темноцветных составляет 25—40%. Нередко присутствуют анортоклаз (до 10%), анальцим (до 15%), биотит (2—5%).

Эссекситы — темно-серые или зеленовато-серые средне- и мелкокристаллические, равномернокристаллические, реже порфировидные породы, в которых невооруженным глазом видны кристаллы плагиоклазов, пироксенов, чешуи биотита, зеленоватые зерна оливина. Текстура пород чаще такситовая, обусловленная неравномерным распределением темноцветных минералов, реже однородная. Отдельность параллелепипедальная в свежей породе, в выветрелом или обводненном состоянии — шаровидная.

Монцониты отличаются светло-серым и желтовато-серым цветом, крупнокристаллическим строением с ясно выраженными кристаллами полевого шпата, пироксенов, баркевикита, размер которых достигает 3—5 *см* по удлинению. Пироксены и баркевикит часто собраны в радиально-лучистые скопления.

Монцониты, эссекситы, тешениты и кринаниты различаются по соотношению в них плагиоклаза (№ 34—59), микропертита, пироксенов (титан-авгита, натрового автита, эгирит-авгита), анортоклаза, оливина

http://jurassic.ru/

и анальцима. Количество полевых шпатов колеблется в пределах 30—55%, пироксены составляют 20—30% объема породы, содержание оливина достигает 20% (в кринанитах), анальцима до 15—20% (в тешенитах). Общее количество темноцветных минералов в эссекситах и тешенитах равно 35—50%, в монцонитах — 15—30%. Часто присутствуют биотит (до 15%), баркевикит (до 10%), альбит, санидин. Реже, по данным К. Яги (Yagi, 1953) и В. Н. Шилова (1957, 1958), отмечаются керсутит, гастингсит, энигматит, акмит. Монцониты обладают монцонитовой гипидиоморфнозернистой структурой с более идиоморфными по сравнению с плагиоклазами пироксенами. Структура эссекситов и теше-

Рис. 47. Дайка сиенита в эссекситах у мыса Мосия на зап. берегу Сахалина. Фото Ю. М. Ковтуновича

нитов субофитовая, иногда приближается к габбровой и офитовой.

Сиениты обычно слагают дайки или жилы (рис. 47, 48), представляют собой лейкократовые светло-серые, иногда желтовато-серые мелкокристаллические, редко среднекристаллические плотные породы однородной, реже такситовой текстуры. Они характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из микропертита, альбита, небольшого количества андезина, лепидомелана, эгирин-авгита, эгирина, иногда нефелина. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и цирконом, рудные — ильменитом, титаномагнетитом и пиритом. Из вторичных минералов часто наблюдаются пренит, цеолиты, кальцит, альбит, кварц, эпидот, клиноцоизит, иддингсит, боулингит, хлорит.

Вслед за В. М. Дервиз (Дервиз, 1915) и К. Яги (Yagi, 1953) большинство геологов считает все разнообразие пород комплекса результатом дифференциации на месте оливин-базальтовой магмы. Исследования последних лет показали, что значительную роль при формировании монцонитов и особенно сиенитов, по-видимому, играли также метасоматические процессы.

Описываемые интрузивные породы образуют четко выраженные экзоконтактовые ореолы. Ширина зоны измененных пород достигает 15—20 *м* (мыс Мозир, гора Брянская и др.). Вмещающие алевролиты, аргиллиты и песчаники вдоль контактов окремнены, осветлены, уплотнены и фарфоровидны; уголь превращается в естественный кокс. Эндоконтактовые изменения выражены хуже. По направлению к контактам

http://jurassic.ru/

Таблица 19

№ п/п	Наименование породы, место отбора образца и его номер	Содержание в %														Сумма
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	
1	Долерит, мыс. Белкина, обр. 98 . .	45,14	1,89	19,15	2,98	7,21	0,03	5,94	7,95	3,97	2,63	0,17	—	0,83	2,63	100,52
2	Долерит, мыс. Воздвижения, обр. 90д	45,44	0,89	18,91	3,25	4,52	0,06	7,32	11,90	2,61	0,64	0,70	—	2,40	2,33	100,97
3	Эссекситовое габбро, р. Лесогорка, обр. 2159	45,44	1,74	16,25	2,48	7,47	0,18	6,20	8,57	3,87	0,75	0,41	0,86	4,36	1,08	99,66
4	Долерит, мыс. Перевальный, обр. 605	46,38	2,24	15,86	4,02	6,29	0,08	7,30	8,68	2,99	1,64	0,24	1,01	3,00	0,36	100,09
5	Долерит, мыс. Тоун, обр. 122д . . .	46,64	0,96	19,03	3,22	5,79	0,08	5,19	6,36	4,26	1,82	0,28	0,15	2,33	3,45	95,56
6	Эссекситовое габбро, мыс. Перевальный, обр. 2115	47,46	1,64	17,01	2,41	6,95	0,11	7,42	8,46	3,28	1,61	0,33	0,19	2,25	0,39	99,51
7	Долерит, р. Каменка, обр. 55д . . .	48,23	2,05	16,41	3,88	7,17	0,20	6,00	7,24	4,42	0,90	0,16	—	3,24	0,22	100,12
8	Долерит, мыс. Белкина, обр. 95в . .	48,31	0,52	18,88	4,21	4,78	0,09	6,52	7,79	3,47	2,07	0,06	0,75	0,89	2,27	100,61
9	Эссексит, мыс Баранова, обр. 24а .	48,37	1,51	17,13	5,18	4,71	0,13	6,00	8,79	3,66	1,81	0,28	0,08	0,30	2,54	100,49
10	Тешенит, р. Надеждинка, обр. 4в . .	49,26	1,86	14,21	5,42	4,57	0,18	6,78	9,66	4,82	1,27	0,26	0,08	0,32	1,29	99,98
11	Эссексит, р. Надеждинка, обр. 3р .	49,95	1,39	16,54	4,81	4,71	0,14	5,80	8,21	4,47	0,61	0,30	0,02	0,56	2,49	100,00
12	Монцонит, мыс. Мозир, обр. 458 . .	50,56	2,71	16,23	5,34	5,27	0,26	2,31	5,31	5,43	3,72	—	—	—	2,53	100,00
13	Эссекситовый диабаз, мыс Корсаковский, обр. 376	50,65	1,84	19,52	1,03	5,82	0,28	6,04	6,26	4,67	3,02	0,45	—	1,22	—	100,80
14	Монцонит, р. Надеждинка, обр. 902	53,20	1,82	17,81	3,08	4,96	0,10	1,62	4,52	6,56	2,19	0,43	—	2,84	—	99,13
15	Монцонит, р. Надеждинка, обр 4б .	54,52	1,22	18,46	2,35	2,30	0,07	1,90	6,44	5,41	3,25	0,25	0,04	0,16	3,38	99,75
16	Сиенит, мыс Белкина, обр. 94б . . .	57,33	0,51	19,98	1,21	3,53	0,28	0,91	2,07	5,17	6,03	0,37	0,18	0,40	2,95	100,92
17	Сиенит, р. Калинка, обр. 1411 . . .	59,39	0,80	15,39	6,43	3,28	0,18	0,56	2,18	7,08	3,78	0,10	—	0,17	0,17	99,51
18	Сиенит, мыс. Мозир, обр. 459 . . .	60,30	0,71	19,88	2,62	—	—	0,76	1,60	7,07	5,15	0,21	0,65	1,49	—	100,44
19	Сиенит, р. Каменка, обр. 1410 . . .	60,39	0,98	17,85	3,84	2,36	0,03	0,31	2,79	6,65	3,14	0,52	—	0,24	0,24	99,34
20	Сиенит, водораздел рек Надеждинки и Каменки, обр. 1310	61,31	0,89	19,44	1,75	1,89	0,06	0,39	1,17	7,03	4,95	0,13	—	0,20	0,20	99,41
21	Сиенит, мыс Мозир, обр. 116а . . .	61,79	0,31	19,57	2,08	2,03	0,05	0,54	1,53	8,67	2,18	0,34	—	0,39	1,13	100,61

По данным В. Н. Шилова — 1, 2, 5, 8, 16, 21, А. С. Шуваева—3, 6, К. Чадт — 4, 7, 14, 17, 19, 20, Д. Ф. Семенова – 9—11, 15, В. М. Дервиз — 12, 13, 18.

http://jurassic.ru/

долериты становятся более тонкокристаллическими, появляется хлоритизированное стекло, увеличивается количество вторичных минералов (кальцита, цеолитов, пренита, хлорита и др.), порода иногда приобретает миндалекаменную текстуру.

Химический состав пород раннеплиоценового эссексит-монцонитового интрузивного комплекса приведен в табл. 19.

Рис. 48. Жила сиенита в монцонитах (устье р. Пильво). Фото Ю. М. Ковтуновича

Гидротермальные образования, связанные с описываемыми породами, представлены жилами (до 0,3—0,4 *м* мощности) и прожилками кальцита, пренита, цеолитов и кварца, которые часто несут пиритовое оруденение (мыс Перевальный, мыс Бакланова и др.). Кроме того, обильная вкрапленность пирита нередко отмечается в эндо- и экзоконтактах интрузивных тел (мыс Баранова).

Химический состав пород комплекса подвержен значительным колебаниям (см. табл. 19). Так, количество окиси кремния в них колеблется в пределах 42,06—61,79%. Но во всех разновидностях наблюдаются пониженные, по сравнению со средними типами пород по Р. Дэли, содержания CaO, MgO и железа, а также повышенные количества щелочей с преобладанием натрия над калием. В долеритах отмечается пониженное содержание SiO_2 и повышенное — глинозема. По данным В. Н. Шилова (1958), химический состав описываемых образований близок к составу лав Гавайских вулканов, эффузивов о. Таити и в особенности к щелочным породам Японии.

http://jurassic.ru/

Глава VI

ТЕКТОНИКА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ

Положение Сахалина в общей структуре Дальнего Востока, его положение в Тихоокеанском складчатом кольце имеет важное значение для познания тектоники острова. При решении этой задачи необходимо установить степень достоверности существующих представлений о геологическом строении земной коры Охотского моря, в пределах которого расположен Сахалин и которое по размерам более чем в 20 раз превышает площадь острова.

Большинство исследователей считает, что Сахалин является северо-западной частью Тихоокеанского кайнозойского складчатого кольца, или пояса. Структура Тихоокеанского пояса наиболее полно описана П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой (1965), Ю. М. Пущаровским (1965) и в монографии «Тихоокеанский подвижной пояс» (1967 г.). По особенностям геологического строения Ю. М. Пущаровский (1965) в пределах пояса выделяет ряд тектонических секторов. Северо-западную часть пояса он относит к Азиатско-Аляскинскому сектору.

Ранее С. Н. Алексейчик (1962) в составе Тихоокеанского пояса выделял Японо-Охотскую геосинклинальную область, в которую включал Сахалин, Японские, Курильские и Алеутские острова, Камчатку с Корякским нагорьем, часть Аляски, а также Японское, Охотское и Берингово моря. Сахалин рассматривался как западная часть геосинклинальной области, являющаяся относительно крупным внутренним поднятием, развивавшимся в кайнозое как геоантиклиналь.

Ряд исследователей рассматривает Сахалин как особую, весьма своеобразную узкую (кинжалообразную) геосинклиналь, расположенную между двумя платформами — Дальневосточный на западе и «Охотией» на востоке, или же как неполно развитую геосинклиналь. Высказывалось также мнение о принадлежности Сахалина к Японо-Сахалинской островной дуге, что не исключает принадлежности острова к кайнозойской геосинклинальной области. Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой (1915) по этому поводу писали, что «положение Сахалина в области обширного геосинклинала, окружающего кольцом Тихий океан, и принадлежность его к Японской дуге, — вот те главные черты, которые характеризуют и обусловливают все существенные особенности строения и состава образующих его отложений». Некоторые исследователи (Капица, 1957; Соловьев, 1958), к геосинклинали относили только южную часть острова, а северную его часть рассматривали как платформу и переходную зону (северо-западные районы).

По поводу завершенности или незавершенности геосинклинального развития Сахалина и прилегающих к нему областей существуют различные мнения. А. Н. Мазарович (1951), Н. С. Шатский (1957) и авторы настоящего очерка считают, что кайнозойская складчатость на Сахалине не завершена, а геосинклинальная область, в которую входит Сахалин, находится в стадии общего подъема и превращения в склад-

http://jurassic.ru/

чатую зону. Г. М. Власов (1958), Л. И. Красный (1956), П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965) считают, что кайнозойский этап геосинклинального развития Сахалина уже завершен, наблюдающаяся же тектоническая активность обусловлена заложением и развитием новых современных геосинклиналей.

Геологическое строение дна Охотского моря еще недостаточно выяснено. Наблюдающееся ветвление кайнозойских складчатых струк-

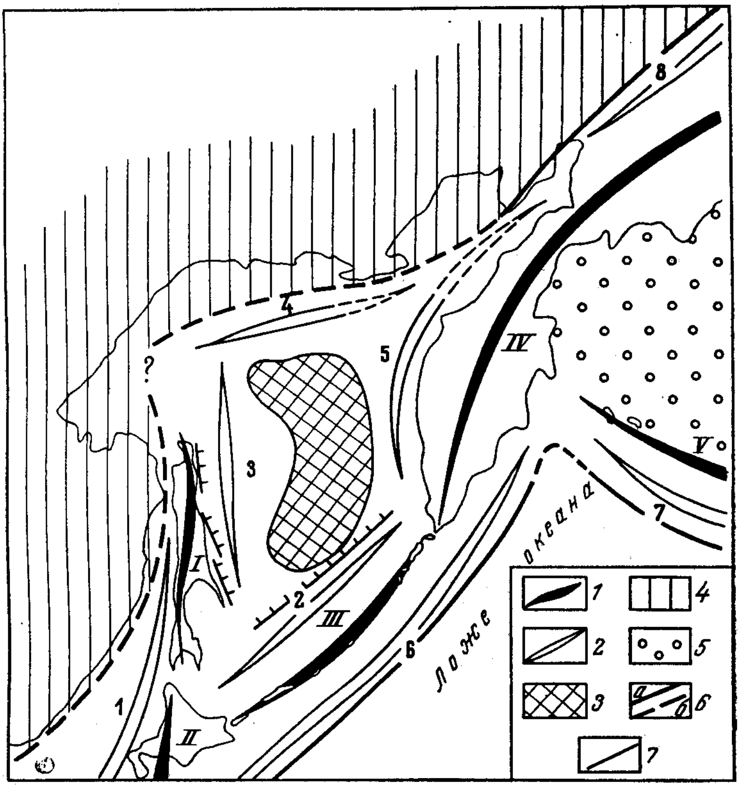


Рис. 49. Тектоническая схема части Японо-Охотской кайнозойской геосинклинальной области

1 — поднятия (мегантиклинории): I — Сахалинское, II — Японское, III — Курильское, IV — Камчатское, V — Алеутское; *2* — прогибы (мегасинклинории): 1 — Татарский, 2 — Южно-Охотский, 3 — Дерюгинский, 4 — Северо-Охотский, 5 — Шелеховский, 6 — Курильский, 7 — Алеутский, 8 — Пенжинский; *3* — срединный массив; *4* — кайнозойская платформа; *5* — акватория Берингова моря; *6* — границы области: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *7* — глубинные разломы

тур на о. Хоккайдо с направлением одной ветви на Сахалин, а другой через Курильские острова на Камчатку, с обтеканием складчатыми структурами гипотетического жесткого массива, расположенного в пределах Охотского моря, явилось основанием выделять здесь кайнозойскую платформу, получившую название Охотии или Ламии (Г. М. Власов, М. Ф. Двали, П. Н. Кропоткин и др.). Авторы и ряд других исследователей рассматривают Охотское море как геосинклинальную область, в центре которой располагается срединный массив.

Структура Японо-Охотской геосинклинальной области показана на прилагаемой схеме (рис. 49), в основу которой положены геологические и геофизические данные по территории суши, преимущественно геофизические материалы для морей, а также особенности распределения рыхлых осадков и характер рельефа дна морей.

http://jurassic.ru/

Заложение Японо-Охотской геосинклинальной области связано с возникновением в конце мезозоя — раннем кайнозое глубинных разломов (по ее краям). Два разлома — Восточный Сихотэ-Алиньский структурный шов и Охотский — ограничивают область на западе и северо-западе. В пределах Восточно-Китайского моря граница области проводится условно к северо-западу от о. Нансэй. На северо-востоке граница, от Анадырского залива уходит в пределы Берингова моря и, огибая залив Кука, соединяется с южной частью Алеутской впадины. Со стороны ложа Тихого океана геосинклинальная область также ограничена глубинными разломами, проходящими в зоне глубоководных впадин, или желобов: Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Кюсю и Нансэй. Не доходя до о. Тайвань, на котором простирание кайнозойских структур резко отлично от простирания их на о. Нансэй, граница огибает последний и сливается с западной границей области.

Наиболее характерными чертами геосинклинальной области являются: разнородность ее в различных частях земной коры, чередующееся расположение районов с корой континентального, субконтинентального и субокеанического типов, а также наличие островных дуг, глубоководных впадин и крупных своеобразных окраинных морей.

Внутри геосинклинальной области установлено два типа крупных тектонических элементов: районы, испытавшие относительные поднятия на общем фоне опускания всей области и развивавшиеся геоантиклинально, и районы относительно более интенсивных нисходящих движений, которые рассматриваются как крупные синклинальные прогибы. На геоантиклинально развивающихся площадях мощность кайнозойских толщ сокращена и разрез их менее полон, чем в прогибах. По форме структур большая часть геоантиклинальных участков представляет крупные сложно построенные мегантиклинории, а участки относительных опусканий — крупные синклинальные прогибы. И те, и другие, как правило, не несут явных признаков общей инверсии. По-видимому, в кайнозойское и, вероятно, позднемеловое время они развивались унаследованно, чем и обусловлено общее соответствие тектонических форм формам рельефа области.

Важным элементом структуры области являются участки консолидированных образований, обычно герцинид, представляющие складчато-глыбовые поднятия. По-видимому, наиболее крупные из них расположены в Охотском, Японском и Беринговом морях. Гораздо меньшие по размерам участки таких образований известны в Сахалинском, Японском и Камчатском антиклинальных поднятиях, которые рассматриваются как срединные массивы — ядра антиклинальных структур.

Большое значение в геологическом строении области имеют разломы, особенно глубинного заложения. Они приурочены преимущественно к граничным зонам главных тектонических элементов, а наиболее крупные (глобальные), определившие возникновение геосинклинальной области, расположены по ее краям. Заложение окраинных разломов в допалеогеновое время подтверждается распространением в зоне их проявления не только кайнозойских, но и меловых эффузивных и интрузивных образований. Территория, заключенная между этими разломами, была относительно опущена и явилась в основном областью седиментации кайнозойских осадков.

В настоящий момент вся геосинклинальная область испытывает общее поднятие и находится в стадии складкообразования, которое происходит неравномерно, но в пределах всей области. Интенсивные поднятия и процессы складкообразования происходят в краевых частях (Сахалин, Курильские острова, Япония) и в наиболее узких частях геосинклинальной области (п-ов Камчатка). Глубоководные части аква-

http://jurassic.ru/

торий испытывают, по-видимому, лишь незначительный общий подъем.

В пределах Японо-Охотской геосинклинальной кайнозойской области о. Сахалин расположен на крайнем ее западе.

В докайнозойское время остров также находился в пределах геосинклинальных областей, обладавших чертами унаследованности от предыдущего этапа развития. Эти более древние геосинклинальные области отличались размерами, географическим положением и особенностями развития: палеозойская и мезозойская геосинклинали были значительно крупнее, чем кайнозойская, а процесс развития их имел тенденцию постепенного общего перемещения в восточном направлении. Значительно отличались также и условия накопления осадков, и процессы складчатости.

История взглядов на тектонику Сахалина. Как по вопросу о строении и истории развития всей Японо-Охотской геосинклинальной области, так и по вопросу о тектонике самого о. Сахалина высказывались различные мнения.

Первые сведения о тектонике и рельефе Сахалина можно получить из работ П. П. Глена (1867) и Ф. Б. Шмидта (1868). Э. Зюсс (1901) в его широко известном труде «Лик Земли» довольно точно описал основные морфологические и частично тектонические элементы Сахалина, выделив в его пределах хребты, возвышенности и совпадающие с ними тектонические линии. Позже К. Н. Тульчинский (1907) указал на существование на Сахалине двух больших антиклинальных структур, приуроченных к Западно-Сахалинским и Восточно-Сахалинским горам, и одной крупной синклинали, расположенной между ними.

В 1915 г. Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой впервые описали геоморфологию и тектонику Сахалина. Они не только показали, что остров представляет собой обширную геоантиклинальную структуру, но отметили также, что палеозойские образования на Сахалине дислоцированы наиболее интенсивно. Восточно-Сахалинские и Западно-Сахалинские горы они рассматривали как горсты, а Центрально-Сахалинскую низменность — как грабен, отмечая таким образом складчато-глыбовую природу строения Сахалина. Эти представления в дальнейшем развивались многими исследователями. Так, И. Б. Плешаковым и др. в 1937 г. было высказано мнение о складчато-надвиговом, а И. М. Бальзамовым в 1954 г. — о чешуйчато-надвиговом характере структуры Сахалина.

Весьма важное значение для познания тектоники Сахалина имели исследования Е. М. Смехова (1951, 1953). Е. М. Смехов выделял несколько крупных разнородных зон с преобладанием в них антиклинальных поднятий и зону межгорных депрессий (Тымь-Поронайская, Сусунайская низменности), представляющих, по его мнению, общую тектоническую депрессию или большой продольный грабен (Смехов, 1953).

В 1954 г. С. Н. Алексейчиком и П. Н. Кропоткиным были разработаны и опубликованы две тектонические схемы Сахалина. В качестве основных тектонических элементов ими выделялись два крупных антиклинория и один синклинорий между ними. С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Безюк и др. (Алексейчик и др., 1957, 1959, 1963, 1967) рассматривали структуру Сахалина как кайнозойский мегантиклинорий, состоящий из двух антиклинориев и одного синклинория, усложненных антиклинальными и синклинальными зонами и более мелкими локальными структурами или складками. Участки консолидированных доверхнемеловых образований рассматривались ими как срединные массивы кайнозойской складчатости, являющиеся ядрами антиклинориев.

http://jurassic.ru/

Позднее А. П. Милашин (Милашин, 1963) опубликовал несколько тектонических схем. В последней схеме, составленной главным образом по геофизическим данным, в структуре Сахалина различаются 8 антиклинориев и 6 синклинориев.

О. А. Мельников (1967) в пределах Сахалина выделяет, с одной стороны, «реликты древнего (мезозойского) структурного плана» с другой — «новообразованные (неогеновые) антиклинории». В целом же кайнозойская структура Сахалина О. А. Мельниковым рассматривается как мегантиклинорий.

М. Х. Лившиц (1963) на предложенной им тектонической схеме Сахалина выделил в большей, южной части острова срединный палеозойский массив, Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский меловые антиклинории, Западно-Сахалинский третичный антиклинорий, а в меньшей, северной части — Северо-Сахалинскую парагеосинклиналь и Шмидтовский антиклинорий.

Вслед за М. М. Тетяевым (Тетяев, 1938) А. А. Капица и другие исследователи рассматривали структуру Сахалина как крупное антиклинальное поднятие (антиклинорий), ядро которого сложено доверхнемеловыми образованиями, а крылья — верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми образованиями.

Как видно из сказанного выше, многие исследователи рассматривали Сахалин как единое крупное сложно построенное антиклинальное сооружение.

В последние годы были высказаны, однако, и иные взгляды на структуру острова. Ю. М. Пущаровский (Пущаровский, 1964) считает, что Сахалин «не является цельным единым тектоническим элементом, а представляет собой лишь останец бывшей суши». Он считает, что «тектонические соотношения только на Центральном Сахалине выявляют известное подобие мегантиклинальной структуры». На схеме районирования Сахалина Ю. М. Пущаровским показан только Западно-Сахалинский синклинорий, к центральной части которого отнесена западная прибрежная зона гор.

Из других тектонических элементов Ю. М. Пущаровским выделяются: горстовый массив, блоковая зона, складчато-блоковая зона и складчатые зоны, наложенные впадины и разломы.

В 1967 г. Д. Ф. Русаковым, Ю. С. Мавринским и В. Ш. Брутманом опубликована еще одна схема тектонического районирования Сахалина. Основные тектонические элементы этой схемы совпадают с отдельными элементами, которые выделялись и Ю. М. Пущаровским. Однако Западно-Сахалинский синклинорий рассматривается как Западно-Сахалинский складчатый район, в составе которого выделяются Камышевая гомоклиналь и Татарский прогиб. В свою очередь в составе гомоклинали и прогиба выделены антиклинальные и синклинальные структуры. Почти на всей территории острова Д. Ф. Русаковым и др. выделены крупные складчатые положительные и отрицательные структуры, состоящие из ряда локальных складок. По мнению этих исследователей, «Современная структура острова носит мозаичный характер, так как она во многом определялась глыбовой (блоковой) раздробленностью мезо-палеозойского основания».

О значении разломов в строении острова и в первую очередь о широком развитии на Сахалине поперечных разломов в последнее время высказался С. А. Салун (Салун, 1965), на тектонической схеме которого показано 14 крутых разломов, пересекающих поперек весь остров. Необходимо отметить, что пока еще не получено достаточно достоверных данных о существовании этих разломов. Наличие же продольных разрывов и их важное значение для формирования структуры острова

http://jurassic.ru/

в настоящее время получили достаточно полное подтверждение. Для продольных разрывов характерно их кулисообразное расположение.

Таким образом, одними исследователями Сахалин рассматривается как геосинклиналь или ее часть; по мнению же других исследователей, Сахалин представляет собой не полно развитую геосинклиналь. Северо-западный район острова некоторые исследователи относят к платформе или к парагеосинклинали (Соловьев, 1958; Рудич, 1962), а остальную часть — к переходной зоне и к геосинклинали и т. д. Что же касается структурного положения Сахалина в кайнозойское, мезозойское и палеозойское время, то большинство исследователей считают, что в это время остров являлся частью обширной геосинклинальной области. Исключение представляет лишь точка зрения Н. Г. Бродской и М. А. Захаровой (Бродская и Захарова, 1960,), которые высказали предположение, что в мезозойское время Сахалин располагался не в области геосинклинали, а в области платформы, и только позднее на мезозойском платформенном основании здесь возникла кайнозойская геосинклинальная область.

Общие черты тектоники Сахалина. Анализ всех накопленных в настоящее время материалов позволяет нам рассматривать Сахалин как крупное антиклинальное поднятие — мегантиклинорий внутри кайнозойской складчатой области, состоящий из двух антиклинориев и одного расположенного между ними синклинория. Сахалинский мегантиклинорий располагается между крупными синклинальными прогибами — мегасинклинориями. К западу и юго-западу от Сахалина располагается Татарский, а к востоку и северо-востоку — Дерюгинский синклинорий. С севера и юга к Сахалинскому мегантиклинорию примыкают соответственно Северо-Охотский и Южно-Охотский прогибы.

Главнейшие структурные элементы Сахалина показаны на схеме тектонического районирования острова (рис. 50), составленной С. Н. Алексейчиком, С. Д. Гальцевым-Безюком, В. С. Ковальчуком, А. Я. Табояковым и О. О. Шереметой (Атлас..., 1967 г., стр. 25—28). В дополнение к этой схеме приводится схематическая структурная карта острова, построенная по подошве неогеновых отложений (рис. 51 см. вкладку), и геологические разрезы (рис. 52).

В структуре Сахалина более или менее отчетливо выделяются три структурных яруса: нижний, средний и верхний.

Нижний структурный ярус сложен палеозойскими и мезозойскими, но доверхнемеловыми и, возможно, допалеозойскими образованиями, смятыми в крутые сложно построенные складки, вытянутые на большие расстояния и усложненные многочисленными разрывами.

Изученность складчатой структуры доверхнемеловых образований еще недостаточна и не позволяет выделить какие-либо даже крупные структурные элементы в пределах острова. Поэтому ниже кратко рассматриваются лишь отдельные структурные особенности нижнего структурного яруса, установленные в пределах наиболее крупных площадей его распространения: в Восточно-Сахалинских горах и Таулан-Армуданской гряде, в Сусунайском хребте и на Тонино-Анивском полуострове.

В Восточно-Сахалинских горах доверхнемеловые отложения (нижний структурный ярус) слагают огромную площадь. Они образуют ядро крупного антиклинория, получившего наименование Восточно-Сахалинского. Уже первые исследователи (И. Б. Плешаков, К. Ф. Рахманов, Е. М. Смехов, В. А. Махинин) отмечали сложность складчатой структуры этого региона. Дальнейшие исследователи (А. А. Капица, Ю. М. Ковтунович, В. П. Клюев, В. О. Савицкий, А. К. Салдугеев, В. С. Рождественский) подтвердили представления предшественников и внесли значительные уточнения в ранее составленные схемы текто-

http://jurassic.ru/

ники Восточно-Сахалинских гор. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют в целом рассматривать структуру Восточно-Сахалинских гор и, в частности, структуру площади распространения доверхнемеловых отложений как крыло крупного антиклинория северо-северо-западного простирания, погружающегося на север и юг под чехлом неогеновых отложений. Предполагается, что западное крыло антиклинория перекрыто неогеновыми отложениями. Восточное крыло занимает значительную часть Восточно-Сахалинских гор. На востоке, примерно в 15—25 *км* от восточного берега Сахалина, оно рассечено Центральным разломом почти меридионального простирания. По средней части площади развития доверхнемеловых пород проходит разлом примерно такого же простирания, как и Центральный, отделяющий поля развития вальзинской и набильской серий. Параллельно этим разломам проходят и другие разломы, меньшие по протяженности и, видимо, по амплитуде. Структура Восточно-Сахалинских гор рассечена также рядом диагональных и, предположительно, широтных нарушений.

Характерной особенностью складчатых структур нижнего

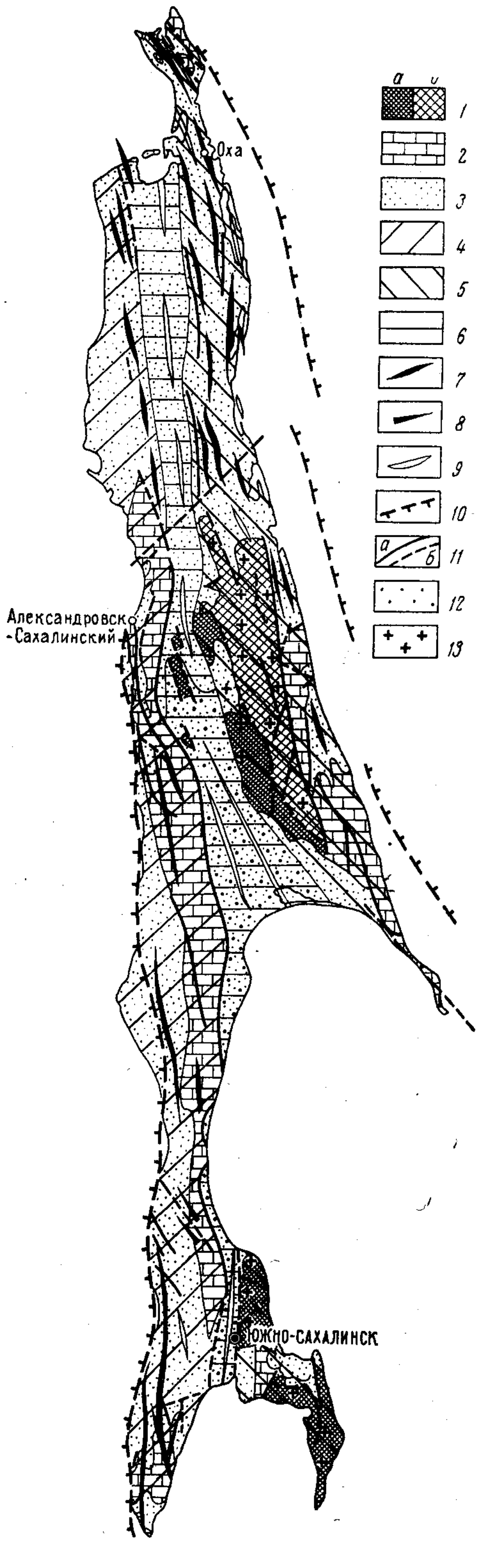


Рис. 50. Тектоническая схема Сахалина (по С. Н. Алексейчику, С. Д. Гальцеву-Безюку, В. С. Ковальчуку, А. Я. Табоякову, О. О. Шеремете, 1967 г.)

1 — консолидированный комплекс пород нижнего структурного яруса, переработанный кайнозойской складчатостью: *а* — преимущественно герциниды, *б* — преимущественно мезозоиды (доверхнемеловые); *2* — комплекс пород среднего структурного яруса (верхний мел), слабо переработанный кайнозойской складчатостью; *3* — кайнозоиды (верхний структурный ярус); *4* — Западно-Сахалинский антиклинорий; *5* — Восточно-Сахалинский антиклинорий; *6* — Центрально-Сахалинский синклинорий; *7* — основные антиклинальные зоны; *8* — антиклинальные поднятия типа структурных носов; *9* — основные синклинальные зоны; *10* — глубинные разломы; *11* — прочие разрывы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *12* — наложенные кайнозойские впадины с неглубоким залеганием консолидированных пород; *13* — срединные массивы кайнозойской складчатости

http://jurassic.ru/

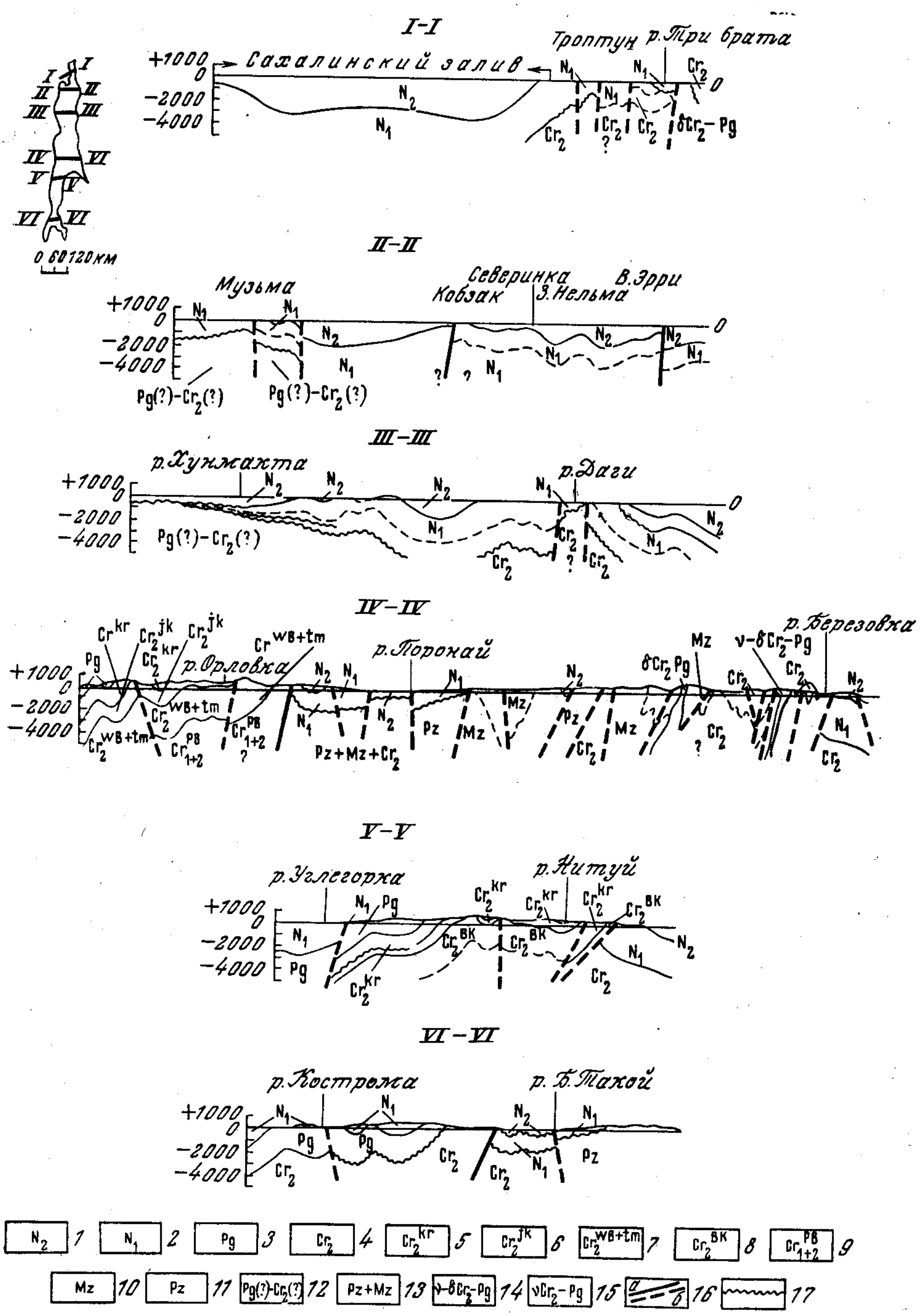


Рис. 52. Схематические геологические разрезы острова Сахалина по линиям I—I — VI—VI

Разрез I—I составлен Г. С. Мишаковым по В. А. Сиплатову; II—II — по В. С. Ковальчуку (1966); III—III — по А. С. Владимирову (1966); IV—IV — по И. А. Теплову, С. Н. Алексейчику и Ю. М. Ковтуновичу (1966); V—V — по И. А. Теплову (1966); VI—VI — по поисковым скважинам *1* — плиоцен; *2* — миоцен; *3* — палеоген; *4* — верхний мел (нерасчлененный); *5* — красноярковская свита; *6* — жонкьерская свита; *7* — верблюжегорская + тымовская свиты; *8* — побединская свита; *9* — быковская свита; *10* — мезозой (без верхнего мела); *11* — палеозой; *12* — предположительно палеоген — мел; *13* — нерасчлененный палеозой и мезозой; *14* — основные и ультраосновные интрузии; *15* — основные интрузии; *16* — разрывы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *17* — размыв

http://jurassic.ru/

структурного яруса является их довольно строгая вытянутость в направлении на северо-северо-запад, а также сложная складчатость и в том числе отчетливо проявленные изоклинальные складки, осевые плоскости которых в большинстве случаев наклонены на запад.

В западной части поля развития доверхнемеловых пород, сложенного вальзинской серией, как показали Ю. М. Ковтунович и В. П. Клюев, лангерийская и дербышевская свиты образуют асимметричные линейные складки северо-северо-западного простирания, запрокинутые на северо-восток или даже лежачие. Вследствие этого углы падения крыльев складок здесь часто не превышают 25—30° и редко достигают 60—70°. Шарниры складок полого погружаются на севере в направлении на северо-запад, а на юге — на юго-восток. В настоящее время здесь выявлены три крупные антиклинали и три синклинали шириной до 3—4 *км*. В ядрах антиклиналей выходит лангерийская свита, а в ядрах синклиналей — дербышевская свита. Слои лангерийской свиты часто плойчаты с изоклинальным типом плоек и опрокидыванием их на северо-восток.

Восточная часть площади, сложенная породами набильской серии, характеризуется сравнительно узкими линейно вытянутыми складками северо-северо-западного простирания, осложненными дополнительными складками. Складки, как правило, изоклинально наклонены на северо-восток. Ширина складок 2—3 *км*, реже 5 *км*. Крылья складок крутые — до 65—80°. Реже наблюдаются нормальные наклонные и прямые складки, в большинстве случаев асимметричные. Всего здесь установлен четыре антиклинали и четыре синклинали. Шарниры складок часто ундулируют.

К востоку от Центрального разлома распространены образования среднего структурного яруса — верхнемеловые отложения. Эти образования собраны в узкие, также линейные, но более пологие, обычно симметричные складки, с падением крыльев 30—50°, реже до 80°. Ширина складок 3—4 *км*. Иногда крылья крупных складок осложнены дополнительными синклиналями и антиклиналями шириной 200—400 *м*. К югу от широты пос. Пограничного выделяются три антиклинали и три синклинали, а к северу — пять антиклиналей и пять синклиналей. Шарниры складок часто ундулируют. Простирание осей складок северо-северо-западное, иногда с отклонением на северо-восток.

В пределах Таулан-Армуданской гряды, как показали наблюдения В. А. Шустова и В. С. Рождественского, нижний структурный ярус, сложенный далдаганской серией, образует несколько крупных антиклиналей и синклиналей. Складки имеют почти меридиональное простирание, их оси наклонены на запад, а крылья обычно крутые —45 —70°. Как правило, они асимметричные. Многочисленные нарушения рассекают структуру Таулан-Армуданской гряды на блоки почти меридионального простирания или ориентированные в северо-северо-западном и северо-северо-восточном направлениях.

Структура Сусунайского хребта впервые наиболее полно была изучена Л. Б. Кривицким. В дальнейшем А. А. Трепалина и Д. Ф. Семенов дополнили и уточнили данные, полученные раньше. В пределах хребта обнажается главным образом вальзинская серия. Лангерийская и дербышевская свиты этой серии образуют чрезвычайно сложную складчатую структуру, разбитую многочисленными и иногда крупными разломами. Для этой структуры характерны узкие, линейно вытянутые складки, со сравнительно пологими углами наклона крыльев (30—50°), северо-северо-западного простирания. На юге же простирание складок значительно отклоняется к востоку.

http://jurassic.ru/

На Тонино-Анивском полуострове, как показали наблюдения Ю. Н. Тарасевича, распространены главным образом более молодые образования, нежели в Сусунайском хребте. Они представлены новиковской свитой, вероятно являющейся возрастным аналогом набильской серии Восточно-Сахалинских гор. Эти отложения образуют многочисленные узкие линейные складки, часто с крутыми или даже запрокинутыми крыльями. Простирание осей складок изменяется от северо-северо-западного до меридионального и северо-северо-восточного. На северо-востоке и юге полуострова структура осложнена крупными гранитоидными интрузиями.

Распространенные в центральной депрессии полуострова меловые отложения образуют крупную, сравнительно более простую и более пологую моноклиналь, с падением слоев на запад под углом 30—50°. Эта моноклиналь, вероятно, представляет собой часть восточного крыла крупной синклинальной складки, западное крыло которой скрыто под неогеновыми отложениями, несогласно перекрывающими здесь меловые отложения.

Средний структурный ярус Сахалина сложен меловыми отложениями, которые дислоцированы значительно слабее, нежели образования нижнего яруса. Они собраны в относительно более пологие, но сложные складки с общим их северо-северо-западным простиранием, что, вероятно, указывает на унаследованность структур. Границы между средним и нижним структурными ярусами, по-видимому, отражают региональное несогласие. Правда, непосредственного стратиграфического контакта между меловыми и более древними образованиями не наблюдалось, так как обычно эти образования сопряжены между собой по разрывам. Однако отчетливая разница в степени метаморфических изменений, степени дислоцированности, обилие в меловых отложениях хорошо окатанных галек более древних пород указывают на предмеловой перерыв в седиментации, размыв и образование несогласия между ними.

Складчатые структуры среднего яруса не повторяют складчатых форм нижнего яруса, кроме самой общей направленности в простирании осей складок, и в этом отношении всю структуру среднего яруса можно рассматривать по отношению к структуре нижнего яруса как наложенную.

Отложения часто рассечены разрывами. Многие исследователи (Капица, Ковтунович, Размыслова и Рахманов, Тихонович и Полевой и др.) отмечали признаки унаследованности этих разрывов от разрывов нижнего структурного яруса.

Интересно отметить, что по составу и особенностям структуры меловые отложения, распространенные в Восточно-Сахалинских горах, особенно в их восточной части, и одновозрастные отложения, распространенные в Западно-Сахалинских горах, резко отличаются. В Восточно-Сахалинских горах они более плотны, более кремнисты, интенсивнее дислоцированы, обогащены значительным количеством вулканогенного материала, что дало основание говорить о двух структурно-фациальных зонах: восточной (эвгеосинклинальной) и западной (миогеосинклинальной). Между ними предполагается зона геоантиклинального развития, вследствие чего мощность верхнемеловых образований в ее пределах значительно меньше, чем в двух предыдущих зонах.

Структура среднего яруса недостаточно выяснена и рассматривается то как один, то как два антиклинория с синклинорием между ними, т. е. близкая к структуре верхнего яруса.

Е. М. Смехов (1953) меловую структуру Западно-Сахалинских гор рассматривал как «сдвоенный и весьма осложненный синклинорий, раз-

http://jurassic.ru/

деленный узким антиклинальным перегибом». Хотя в той же работе он писал: «Весьма возможно, что в целом эта структура представляет собой «скрытый» антиклинорий, осложненный двумя дополнительными крупными синклиналями. Нам представляется более правильным именно второе предположение Е. М. Смехова.

Верхний структурный ярус сложен кайнозойскими образованиями. Его строение и общий план изучены наиболее полно. Нижняя граница яруса устанавливается по границе между палеогеновыми и меловыми образованиями. Эта граница, вероятно, совпадает с поверхностью, которая не всегда и не везде проявлена достаточно четко и определенно. Также не всюду вполне определенно устанавливается и стратиграфический перерыв. Существуют мнения (Калишевич и Посыльный, 1958; Потапова, 1960) о возможности непрерывного накопления меловых и палеогеновых осадков, наблюдавшегося на отдельных участках Западно-Сахалинских гор, а значит, и об отсутствии там угловых несогласий и стратиграфических перерывов. Подобные соотношения указывают на элементы унаследованности плана среднего и верхнего ярусов на юго-западе, т. е. там, где развиты палеогеновые отложения. В восточной и, вероятно, в северной частях Сахалина, где палеогеновые отложения отсутствуют или представлены не полностью, структура верхнего яруса носит характер наложенной.

Важной чертой геологического строения относительных поднятий Сахалина, как и вообще Японо-Охотской геосинклинали, является небольшая и заметно меняющаяся мощность в их пределах земной коры, обычно не превышающая 35 *км*. Как известно, в других складчатых альпийских и более древних областях мощность земной коры в областях поднятий более значительна (до 50—70 *км*). Это обстоятельство не нашло пока должного и однозначного объяснения, но по-прежнему связано, с одной стороны, с образованием рассматриваемой геосинклинали на коре, близкой к океаническому типу, и, с другой стороны, с молодостью и незавершенностью развития геосинклинальной области.

К особенностям тектоники Сахалина следует отнести разнообразие локальных складчатых форм — от линейно вытянутых до типичных куполовидных форм с преобладанием складок типа брахиантиклиналей, что вообще не характерно для типичных геосинклиналей с завершенной стадией развития. Характерной чертой строения Сахалина является обычно полное соответствие форм рельефа его структурным формам, что несомненно имеет большое практическое значение.

Структурные элементы Сахалина. Главнейшими складчатыми элементами о. Сахалин, определяющими его общую структуру, как видно из изложенного выше, являются два крупных антиклинория и один синклинорий. Под антиклинориями понимается совокупность крупных сложно построенных складчатых структур, расположенных более или менее в одной полосе простирания, а чаще сочлененных кулисообразно. Ядра антиклинориев сложены более древними образованиями. В пределах Сахалина — это образования среднего и нижнего структурного ярусов. Синклинории отличаются от антиклинориев обратной формой и более простыми формами складок, чем в антиклинориях. Центральная часть синклинория сложена относительно более молодыми отложениями верхнего яруса. На Сахалине это чаще всего верхи неогена.

В составе антиклинориев и синклинория выделяются структуры более низкого ранга: антиклинальные и синклинальные зоны и локальные антиклинальные и синклинальные складки. Для иллюстрации общего геологического строения антиклинальных зон и складок ниже приводятся четыре структурные схемы (рис. 53, 54, 55).

http://jurassic.ru/

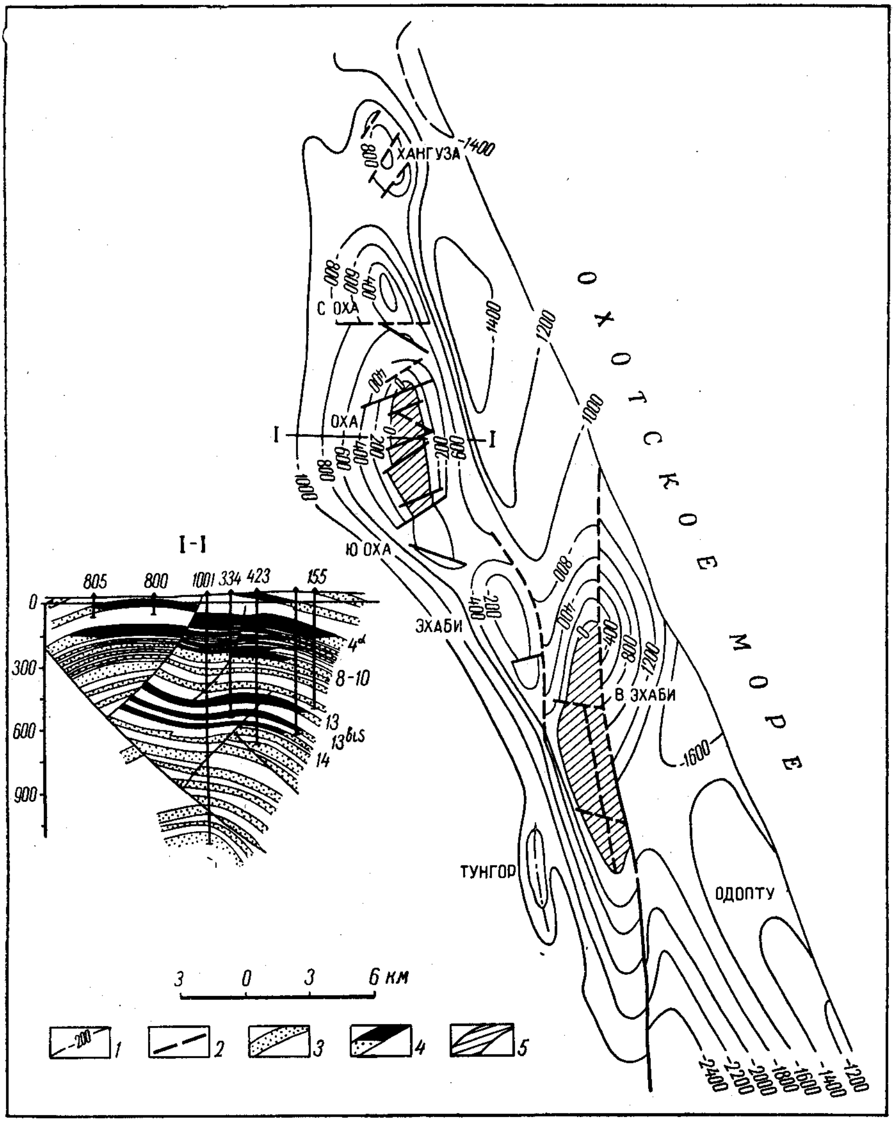


Рис. 53. Структурная схема и разрез Эхабинской антиклинальной зоны по кровле окобыкайской свиты (по материалам СОВНИГРИ и объединения «Сахалиннефть»).

1 — изогипсы по кровле окобыкайской свиты; *2* — разрывы; *3* — пески; *4* — нефтяные залежи; *5* — участки выхода отложений на поверхность

Под антиклинальными и синклинальными зонами понимаются крупные сложно построенные антиклинальные и синклинальные структуры, состоящие из нескольких локальных складок, вытянутых, как правило, согласно с общим простиранием структуры более высокого ранга. Образование антиклинальных и синклинальных зон связано с ундуляцией шарниров антиклинориев и синклинория, их виргацией и кулисным расположением осевых линий. Такие антиклинальные зоны выделены (Алексейчик, 1959) в наиболее изученной северо-восточной части Сахалина, а позднее и на остальной части острова (Алексейчик и др., 1963).

http://jurassic.ru/

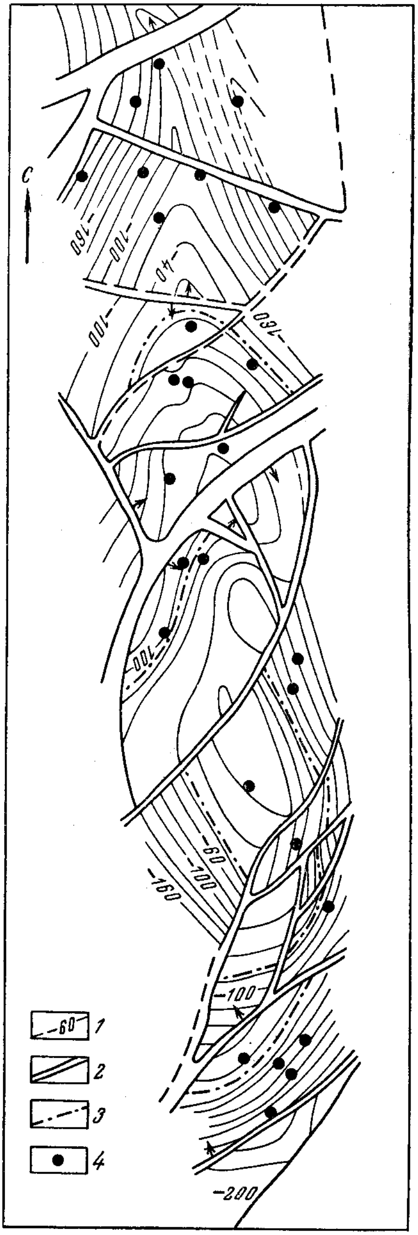


Рис. 54. Структурная схема Охинской зоны по подошве 3-его пласта (по Л. Н. Соломатиной, 1963 г.)

1 — изогипсы по подошве 3-го пласта; *2* — разрывы; *3* — контур нефтеносности; *4* — скважины

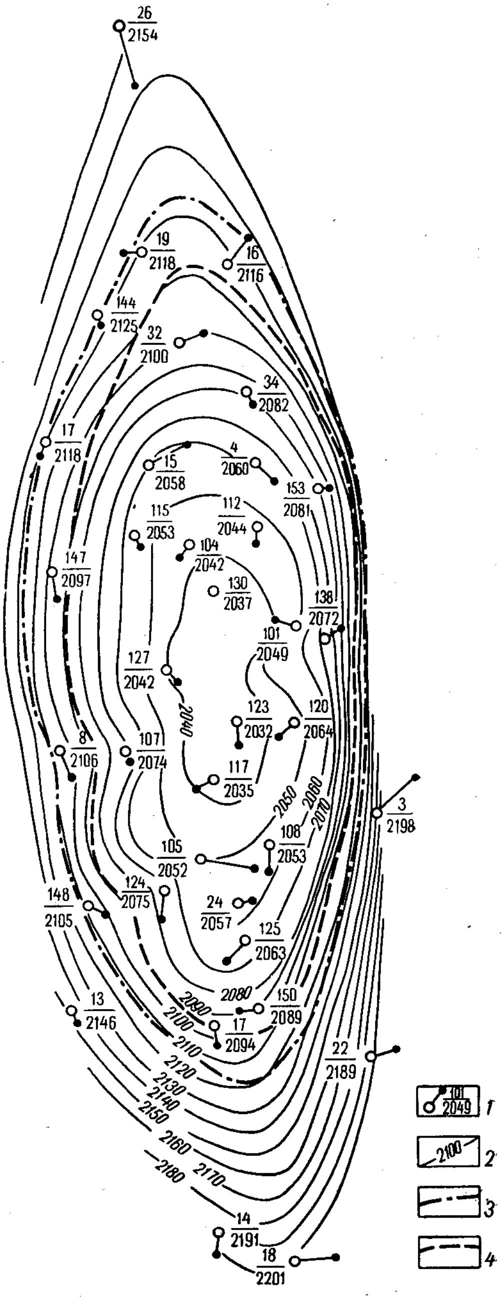


Рис. 55. Структурная схема зоны Тунгор по кровле XX пласта (по Э. Г. Коблову, 1965)

1 — номер скважины и отметка кровли пласта, *м*; *2* — изогипсы по кровле пласта; *3* — внешний контур нефтеносности; *4* — внутренний контур нефтеносности

http://jurassic.ru/

В составе Сахалинского мегантиклинория выделяются Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский антиклинории и расположенный между ними Центрально-Сахалинский синклинорий.

Восточно-Сахалинский антиклинорий. Восточно-Сахалинский антиклинорий отчетливо прослеживается вдоль восточной половины острова от п-ова Шмидта до залива Терпения.

Ядро антиклинория сложено сильно дислоцированными и метаморфизованными породами мезозоя и палеозоя, собранными в крутые антиклинальные и синклинальные складки северо-западного и меридионального простираний, разбитыми рядом разрывов. Отдельные исследователи ядро Восточно-Сахалинского антиклинория рассматривают как герцинское антиклинальное сооружение, а в более широком аспекте — как доверхнемеловой антиклинорий.

На палеозойских и мезозойских образованиях, слагающих ядро антиклинория, залегают верхнемеловые и неогеновые отложения, наклоненные, как правило, в сторону от ядра с относительно более крутыми углами на крыльях антиклинория и с заметно более пологими в участках погружения его шарнира. Как и в других районах Сахалина, сопряжение верхнемеловых образований здесь с подстилающими их более древними образованиями всюду происходит по тектоническим контактам. Региональное (угловое и стратиграфическое) несогласие между верхнемеловыми и более древними образованиями хотя и вполне вероятно, но характер их соотношений остается все еще невыясненным.

На верхнемеловых, как и на более древних образованиях, с угловым несогласием и с базальным конгломератом в основании различными своими горизонтами залегают неогеновые отложения. Направление падения неогеновых отложений обычно совпадает в общем плане с наклоном нижележащих меловых отложений. Верхнемеловые и неогеновые отложения встречены также в виде отдельных блоков и полос, зажатых среди доверхнемеловых образований, а неогеновые также и среди верхнемеловых отложений.

Восточное крыло антиклинория нарушено крупным взбросо-надвигом (Центральный разлом), по которому доверхнемеловые образования надвинуты на верхнемеловые и неогеновые отложения. Последние у разрыва обычно имеют очень крутые углы падения, часто поставлены на голову или запрокинуты на восток.

В северном направлении мезозойские и, возможно, палеозойские отложения ядра антиклинория (Набильский хребет) клином вдаются в поле распространения неогеновых отложений. К востоку, северу и западу от этого клина распространены неогеновые отложения, образующие различные по величине и амплитуде антиклинальные и синклинальные складки.

О продолжении на север Восточно-Сахалинского антиклинория в пределы поля распространения неогеновых отложений высказывались различные взгляды. Одни исследователи (Соколов (1915) предполагали, что Восточно-Сахалинская складчатая структура продолжается в направлении к горе Энгизпал, другие же (А. А. Капица) считают, что ось антиклинория переходит с восточного края Сахалина на западный. Однако такому предположению противоречит развитие в пределах Центрально-Сахалинской депрессии полосы меридионального простирания, синклинально изогнутых наиболее молодых из неогеновых отложений — нутовской свиты, приуроченных к центральной части синклинория, расположенного между Восточно-Сахалинским и Западно-Сахалинским антиклинориями.

Продолжение Восточно-Сахалинского антиклинория на север устанавливается более определенно в меридиональном направлении по

http://jurassic.ru/

выходам на поверхность относительно более древних из неогеновых отложений, образующих различные по величине, форме и сложности строения складчатые антиклинальные и синклинальные структуры. В этой области развития неогеновых отложений довольно отчетливо устанавливается ундуляция шарнира Восточно-Сахалинского антиклинория, вследствие чего здесь могут быть выделены относительно приподнятые и относительно опущенные участки. В связи с кулисообразным расположением отдельных основных структур единую осевую линию антиклинория проследить не удается.

Сразу же к северу от выходов на поверхность докайнозойских образований неогеновые отложения резко погружаются в сторону р. Тымь, затем так же резко воздымаются, образуя в районе р. Даги крупную Дагинскую антиклинальную зону, в сводах отдельных складок которой выходят нижнемиоценовые даехуриинская и местами мачигарская свиты.

В 1960 г. И. Н. Кузиной при просмотре образцов из коллекции Н. Д. Цитенко в окатанных глыбах, залегающих среди пород даехуриинской свиты района р. Даги, обнаружены меловые иноцерамы, что свидетельствует о размыве в даехуриинское время выступавших на поверхность верхнемеловых отложений.

Дагинская антиклинальная зона расположена кулисообразно по отношению к осевой линии ядра антиклинория. Почти все исследователи выделяют эту зону в качестве самостоятельного тектонического элемента, который является наиболее приподнятым среди других зон северной части антиклинория (за исключением п-ова Шмидта).

Дагинская зона характеризуется общим четко выраженным относительным максимумом силы тяжести. Причем гравитационное поле этого района обладает очень малыми градиентами изменения значений силы тяжести в средней его части и относительно большими на западе и востоке — у границ района. В целом же оно заметно дифференцировано, а его аномальные участки соответствуют, как правило, складчатым формам. Зоны больших градиентов силы тяжести (гравитационные ступени) приурочены обычно к выявленным и предполагаемым крупным разрывам.

Локальные антиклинальные складки Дагинской зоны по своим размерам являются относительно большими, чем в остальной северной части антиклинория. В этой зоне выявлено семь антиклинальных складок. В трех из них сводовые части складок сложены дагинской свитой, в трех — даехуриинской и в одной — мачигарской свитой. Отдельные складки, в сводах которых обнажены даехуриинские отложения, являются относительно пологими, с углами падения на крыльях 12—30°, в то время как на крыльях общей структуры района, сложенных окобыкайской и нутовской свитами, падения слоев заметно более крутые.

Синклинальные складки более просты по своему строению. Характерной особенностью их не только в данном районе, но и вообще на Сахалине являются весьма пологие и широкие мульды. В западной части района предполагается наличие крупного разлома, принимаемого нами за западную границу Восточно-Сахалинского антиклинория и восточную границу Центрально-Сахалинского синклинория.

Дагинская антиклинальная зона является сравнительно крупной по своим размерам и сложной по геологическому строению структурой.

Дывыкская антиклинальная зона расположена западнее Дагинской зоны и состоит из четырех антиклинальных складок. Наиболее крупная Даехуриинская складка сложена в своде низами дагинской свиты. Основным отличием Дывыкской зоны от Дагинской является гребневидный линейный характер ее локальных структур.

http://jurassic.ru/

К северо-западу от ядра Восточно-Сахалинского антиклинория расположена относительно крупная Набильская синклиналь, в центральной части которой распространены отложения нутовской, а по бортам — окобыкайской и дагинской свит. Большие размеры и относительная сложность строения мульды позволяют считать ее структурой типа синклинальных зон, т. е. структурой второго порядка (по отношению к антиклинорию).

В краевых частях мульды известен ряд антиклинальных складок, ориентированных в близком к меридиональному направлению и часто нарушенных относительно небольшими продольными и поперечными разрывами. Характер строения локальных антиклинальных складок заметно отличен от складок подобного типа других частей антиклинория. Большинство этих складок хотя и является сравнительно пологими, но разбито многочисленными разрывами. Расположены складки, как правило, кулисообразно. Только три антиклинальные структуры — Катанглинская, Уйглекутская и Ногликская (Лысая Сопка) — располагаются, по-видимому, на одной осевой линии. Окобыкайская свита в сводовых частях Катанглийской и Уйглекутской антиклиналей залегает несогласно на дагинской свите.

К северу от Дагинской антиклинальной зоны антиклинорий после некоторого погружения снова воздымается и наиболее приподнятая его часть фиксируется здесь такими крупными антиклинальными складками, как Вальская и Оссойская, объединенными в Оссойскую антиклинальную зону. В сводах складок обнажена дагинская свита. По западным крыльям складок проходит крупный разрыв типа взбросо-надвига, по которому восточная часть взброшена на западную, вследствие чего в относительно приподнятой части структуры обнажены породы дагинской, а в опущенной — окобыкайской свит. Геологическое строение зоны изучено недостаточно и, несомненно, ряд антиклинальных поднятий здесь еще не выявлен.

Северо-западнее антиклинальной зоны расположена Гыргыланьинская зона, состоящая, по данным В. А. Завадского (1967), не менее чем из 10 сложно построенных антиклинальных складок, разбитых сбросами и сбросо-сдвигами диагонального и поперечного простираний. Крупным структурным элементом зоны является продольный взбросо-надвиг с относительно опущенной западной частью зоны. Наиболее древние отложения, выведенные на дневную поверхность на отдельных участках зоны, входят в состав дагинской свиты.

Следующий структурный элемент антиклинория — Паромайская антиклинальная зона — начинается северо-восточнее Дагинского района, в низовьях рек Вал и Аскасай. Самой южной в этой зоне является пологая куполовидная Нижне-Вальская складка. Не исключено, что в пределы зоны входит и расположенная южнее просто построенная Нижне-Эвайская складка. В сводах этих складок обнажаются песчаные отложения нутовской свиты.

Далее к северу известны следующие антиклинальные поднятия, входящие в зону: Боатасинское, Горомайское, Нутовское, Пильтунское и Паромайское. Последнее состоит из трех антиклинальных поднятий, расположенных на одной осевой линии. Это собственно Паромайская, Мухтинская и Кыдыланьинская структуры. Все эти складки крутые, разбиты многочисленными поперечными и диагональными разрывами преимущественно типа сбросов и крупным продольным взбросо-надвигом, проходящим по западному крылу Паромайской и, возможно, Пильтунской и Нутовской складок, по которому восточная часть складки взброшена на западную. В сводовых частях складок обнажена окобыкайская свита. Все названные структуры, исключая Паромайскую, отно-

http://jurassic.ru/

сятся к типу брахиантиклиналей и расположены кулисообразно. Характерной особенностью строения этой антиклинальной зоны является наличие на восточном крыле ее ярко выраженного флексурообразного уступа, обусловленного, по нашим представлениям, разломом в донеогеновых образованиях.

Паромайская антиклинальная зона кулисообразно сочленена с Дагинской антиклинальной зоной.

Северо-западнее Паромайской зоны также кулисообразно расположена Сабинская антиклинальная зона, состоящая из 13 антиклинальных складок, сложенных в сводовых частях наиболее приподнятых структур окобыкайской свитой. По сравнению со строением Паромайской и Эхабинской антиклинальных зон складки Сабинской зоны сравнительно более пологие и менее нарушены разрывами, в особенности продольными. Однако восточные крылья и здесь также сравнительно более крутые, чем западные. Антиклинальные складки Сабинской зоны относятся к ярко выраженному типу брахискладок, среди которых можно выделить и несколько куполовидных складок (Мало-Сабинская, Эрринская и, возможно, Южно-Эрринская). В целом Сабинская зона расположена гипсометрически ниже Паромайской и ниже Эхабинской зон.

Волчинская (Некрасовская) антиклинальная зона расположена кулисообразно северо-западнее Сабинской. Также кулисообразно она сочленена с Гыргыланьинской зоной, расположенной юго-западнее. Волчинская зона еще более погружена, чем Сабинская, так как расположена относительно ближе к Байкало-Поморскому прогибу. Строение зоны довольно сложное. Основной локальной складкой зоны является крупная одноименная антиклиналь, разбитая поперечными и диагональными разрывами на ряд блоков. Относительно приподнятые блоки ошибочно интерпретировались ранее (по геофизическим данным) как самостоятельные антиклинальные поднятия. На севере зоны расположена Некрасовская, а на юге — менее четко выраженная Мало-Волчинская складки.

Эхабинская антиклинальная зона расположена северо-восточнее Сабинской зоны. В ее пределах находятся основные нефтяные месторождения острова (Охинское, Южно-Охинское, Эхабинское, Восточно-Эхабинское и Тунгорское). Большинство антиклинальных складок сложено в сводах окобыкайской свитой, а некоторые (Тунгорская, Хангузская и др.) — нутовской свитой (рис. 53).

В строении Эхабинской зоны можно отметить несколько характерных особенностей: 1) наличие относительно крупного продольного разрыва типа взбросо-надвига, по которому западная часть Восточно-Эхабинской антиклинальной складки взброшена на восточную; 2) элементы виргации Восточно-Эхабинской складки, 3) более крутые восточные крылья антиклиналей с элементами флексурообразного перегиба слоев; 4) наличие наряду с основным брахиантиклинальным типом складок куполовидных структур (Южно-Охинская и Хангузская); 5) развитие в сводовых частях отдельных складок значительного количества поперечных и диагональных разрывов, особенно многочисленных в пределах Охинской складки, часть которых затухает с глубиной (Н. П. Будников и др.).

Эхабинская антиклинальная зона погружается на юг и на север. В южном направлении она прослежена до залива Пильтун, или точнее до мыса Эрри, где скрывается под водами залива и, видимо, затухает. В северном направлении зона погружается быстрее, чем в южном, и если в пределах Охинской складки верхи окобыкайской свиты выходят на поверхность, то на Хангузской складке кровля окобыкайской свиты

http://jurassic.ru/

залегает на глубине 400 *м*. Наибольшее погружение Восточно-Сахалинского антиклинория наблюдается на перешейке п-ова Шмидта, в районе Халганской антиклинали, после чего он быстро воздымается и уже на самом полуострове на поверхность выходят все слои неогена и меловые отложения.

Полуостров Шмидта по структурным особенностям обычно рассматривается как тектонически самостоятельный район. Для него характерно ингрессивное залегание неогеновых отложений на меловых, выпадение из разреза или уменьшение мощности нижней части неогена, более глинистый состав осадков неогена, отклонение (к северо-западу) простирания неогеновых складок, своеобразие его общей складчатой формы, напоминающей в миниатюре общий план всего острова.

На п-ове Шмидта выделяются две крупные антиклинальные зоны: на западе Эспенбергская и на востоке Трехбратская. Трехбратская зона является тектонически наиболее приподнятой частью полуострова, так как здесь обнажены наиболее древние из известных на Сахалине меловых отложений (возможно, верхи нижнего мела). В зоне выделяется несколько локальных антиклинальных складок, своды которых сложены меловыми, а крылья — неогеновыми отложениями. Вдоль восточной части зоны установлен крупный взбросо-надвиг, по которому меловые образования надвинуты на неогеновые. В зоне разрыва неогеновые отложения собраны в мелкие складки с элементами запрокидывания слоев на запад. Плоскость разрыва круто падает на восток.

В Эспенбергской антиклинальной зоне известно несколько антиклинальных складок, но только в одной из них (Эспенбергской) свод сложен меловыми, а в остальных неогеновыми отложениями (от мачигарской до пильской свит).

Между двумя антиклинальными зонами расположена Диановская синклинальная зона с развитием в ее пределах (на поверхности) плиоцена и верхнего миоцена. Тектоника синклинальной зоны в связи с плохой обнаженностью изучена недостаточно. Судя же по отдельным элементам залегания и на основе гравитационных данных, можно предполагать, что в ее пределах развиты локальные антиклинальные и синклинальные складки. Образование синклинальной зоны обусловлено двумя разрывами, вдоль которых зона опущена по отношению к прилегающим антиклинальным зонам.

В настоящее время доказано тектоническое единство Эхабинской и Эспенбергской антиклинальных зон. Что же касается Трехбратской антиклинальной зоны, то непосредственная ее связь с Эхабинской антиклинальной зоной пока еще не подтверждена, так же как и принадлежность ее к Восточно-Сахалинскому антиклинорию уверенно не установлена.

Точно также пока нет единого мнения о характере крупной синклинальной структуры, расположенной в районе заливов Пильтун и Чайво. Одни исследователи считают, что эта синклиналь хотя и является очень крупной, но построена относительно просто, и поэтому ее рассматривают как составную часть Восточно-Сахалинского антиклинория. Другие же рассматривают ее как самостоятельную структуру, называя Пильтунским прогибом (Кропоткин, 1954) или синклинорием (Милашин, 1963). Строение синклинали слабо изучено. По отдельным сейсмическим профилям видно, что крылья складки наклонены с запада и с востока в сторону осевой ее части. Установленные здесь гравитационные ступени, вытянутые вдоль краев синклинали, вероятно, отражают блоковые подвижки в подстилающих неоген образованиях, тем более, что к ним в отдельных местах приурочены зоны крутых углов падения пластов.

http://jurassic.ru/

Северо-восточнее, между заливом Пильтун и Охотским морем, условно выделяется Приморская антиклинальная зона, с Одоптинской антиклинальной складкой, большая часть которой расположена в пределах Охотского моря.

На восточном склоне Восточно-Сахалинских гор в полосе распространения неогеновых отложений выделяются четыре антиклинальные зоны: Конгинская, Паркатинская, Луньская и Пограничная. Конгинская антиклинальная зона расположена юго-западнее Луньского залива вблизи крупного продольного взбросо-надвига, по которому докайнозойские образования надвинуты на неогеновые. В пределах Пограничной зоны на восточных склонах Восточно-Сахалинских гор выявлено 12 локальных антиклинальных структур. В Луньской зоне известна пока только одна локальная складка, но характер гравитационного поля позволяет предполагать наличие в ней целого ряда антиклинальных структур. В пределах Паркатинской зоны также выявлен ряд сложно построенных локальных складок.

В южном направлении Восточно-Сахалинский антиклинорий испытывает погружение, и, не достигая залива Терпения, домеловые отложения ядра перекрываются на востоке меловыми, а на западе и юге неогеновыми и меловыми образованиями. Значительно южнее, в Сусунайском хребте и на Тонино-Анивском полуострове, на поверхности вновь обнажаются нижние структурные этажи. Эти выходы докайнозойских образований мы рассматриваем как наиболее южную часть Восточно-Сахалинского антиклинория. Другие исследователи эти выходы древних образований рассматривают как крупные самостоятельные структуры. П. Н. Кропоткин (1954) выделяет здесь Южно-Сахалинский и Новиковский антиклинории, а южным продолжением Восточно-Сахалинского антиклинория считает структуру п-ова Терпения. А. П. Милашин (1963) считает, что Восточно-Сахалинский антиклинорий продолжается на юг в пределы Южно-Охотской впадины Охотского моря. Действительно полуостров и мыс Терпения «непосредственно переходят в подводный хребет, спускающийся вниз по склону цоколя до глубины примерно 3200 *м* и постепенно погружающийся под поверхность равнины на дне Курильской котловины» (Удинцев, 1957). Однако этот хребет, или гряда, видимо, расположен на крыле Восточно-Сахалинского антиклинория, так как центральная часть антиклинория, сложенная палеозоем и мезозоем, отделена от залива Терпения низменностью, в пределах которой распространены меловые и неогеновые отложения. В отличие от А. П. Милашина мы считаем, как уже указывалось, более правильным рассматривать Сусунайский хребет и Тонино-Анивский полуостров структурно связанными с ядром Восточно-Сахалинского антиклинория. Причем, как следует из данных Г. Б. Удинцева (1957), продолжением Тонино-Анивской структуры мы считаем внешний край отмели в заливе Терпения. Характер подводного рельефа залива Терпения указывает на структурную связь Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова с Восточно-Сахалинским антиклинорием. Устанавливаемая связь Центрально-Сахалинского синклинория с Сусунайской низменностью подтверждает наше предположение. Вероятность такого предположения подчеркивается также и тем, что на протяжении всего антиклинория почти каждая крупная структура (антиклинальная зона) кулисообразно смещается к востоку по отношению к структуре, расположенной южнее. Так, смещены к востоку Дагинская антиклинальная зона по отношению к палеозойскому ядру, Оссойская зона по отношению к Дагинской, Паромайская по отношению к Оссойской, Эхабинская по отношению к Паромайской и Эспенбергская по отношению к Эхабинской зоне. Такое же явление установ-

http://jurassic.ru/

лено в пределах Западно-Сахалинского антиклинория и Центрально-Сахалинского синклинория. Подобное размещение отдельных структур на площади характерно не только для крупных положительных и отрицательных структурных элементов, но также и для большинства локальных складчатых и разрывных форм, что особенно наглядно проявилось на севере острова. Таким образом, эта особенность в пространственном положении всех структурных элементов приобретает для Сахалина общую закономерность.

Обратимся, однако, снова к структуре Тонино-Анивского полуострова и Сусунайского хребта. Как известно, между хребтом и полуостровом расположена депрессионная зона, сложенная на большей части площади верхнемеловыми и неогеновыми образованиями, которые слагают обособленные локальные участки, что обусловлено блоковым строением этой депрессии. Кайнозойские толщи залегают как на меловых, так и на палеозойских и на домеловых мезозойских образованиях. Неогеновые отложения, развитые в депрессии, дислоцированы несколько иначе, чем на остальной части острова: они не имеют здесь достаточно выдержанного простирания, а углы падения крыльев резко меняются. На участках развития неогеновых отложений, залегающих непосредственно на более древних образованиях и в некотором удалении от разрывов, породы обычно дислоцированы заметно слабее, чем в области развития меловых отложений. Особенно это хорошо видно там, где неогеновые отложения залегают на более древних образованиях ингрессивно. Обращает внимание и то обстоятельство, что домеловые образования граничат с верхнемеловыми, как правило, по линиям разывов. Такое же явление довольно часто наблюдается и во взаимоотношении с неогеновыми образованиями.

В неогеновое время палеозойские и доверхнемеловые образования обладали высокой степенью метаморфизма и были интенсивно дислоцированы, вследствие чего участки, сложенные такими породами (ядро антиклинория), приобрели жесткий консолидированный характер и реагировали на дальнейшие складчатые процессы разломами, а не возникновением четко выраженных складчатых форм, т. е. вели себя по отношению к альпийской складчатости как срединные массивы, реагируя на нее в основном разломами и вертикальными движениями глыб.

Таким образом, палеозойское и мезозойское ядро Восточно-Сахалинского антиклинория мы вслед за Г. М. Власовым (1957) склонны рассматривать как срединный массив или ряд массивов, с довольно определенными восточными границами и менее определенными и расплывчатыми западными. Тунайчинскую депрессию, выполненную неогеновыми отложениями небольшой мощности, правильнее рассматривать как наложенную впадину внутри Сусунайского срединного массива.

Западно-Сахалинский антиклинорий. До недавнего времени выделение этой крупной структуры не вызывало существенных возражений. В 1964 г. Ю. М. Пущаровский высказал предположение о том, что поле распространения неогеновых, палеогеновых и меловых отложений Западно-Сахалинских гор приурочено к крылу крупного Западно-Сахалинского синклинория, замыкающегося центриклинально у оконечности п-ова Крильон. Обосновывал он это тем, что: 1) якобы на поперечном профиле структура Западно-Сахалинских гор не имеет антиклинорного перегиба, 2) мощность осадочных отложений очень значительна, 3) структура не обладает характерным для антиклинориев «особым набором геологических формаций», 4) по направлению к Татарскому проливу древние породы сменяются более молодыми, сохраняя западные падения, и т. д.

http://jurassic.ru/

Однако необходимо иметь в виду, что на восточном побережье Южного Сахалина установлены преобладающие восточные направления падения неогеновых отложений, т. е. в пределах Западно-Сахалинских гор имеет место падение неогеновых отложений в различные стороны от ядра структуры, сложенной более древними образованиями. Таким образом, антиклинорная природа этого региона достаточно ясна (для кайнозойских пород).

По геофизическим и геоморфологическим данным структура п-ова Крильон является непосредственным продолжением Центрального антиклинория о. Хоккайдо, поднятие которого началось еще в мезозое и продолжается сейчас. Исходя из этого, центриклинальное замыкание Западно-Сахалинского антиклинория (по Ю. М. Пущаровскому, синклинория) на юге вряд ли возможно.

В пределах Сахалина областям поднятий соответствуют зоны положительных, а в областях опусканий — отрицательных аномалий силы тяжести. На поперечных геолого-геофизических профилях через остров эта связь достаточно хорошо видна (Волхонин, Лишневский, 1960; Красный, 1966).

Таким образом, геофизические данные могут служить подтверждением существования Западно-Сахалинского антиклинория. Доказательством наличия синклинория на месте Западно-Сахалинского антиклинория Ю. М. Пущаровский (1964), Д. Ф. Русаков и др. (1967) считают большую мощность неогеновых и палеогеновых отложений в районе Западно-Сахалинских гор. Нужно отметить, что кайнозойские отложения расположены на крыльях антиклинория, свод которого сложен меловыми отложениями, и их мощность увеличивается в стороны от свода. Как известно, крыло антиклинория является одновременно и крылом сопряженного с ним синклинория и поэтому доводы о принадлежности Западно-Сахалинских гор к синклинальной структуре не убедительны.

Д. Ф. Русаков и другие исследователи не отрицают, что плиоценовые отложения в Тымь-Поронайской депрессии залегают «в форме крупной синклинали, осложненной пологой складчатостью». Отсюда очевидно, что смежная с запада крупная положительная структура должна рассматриваться как антиклинорная, а не синклинорная. По нашему мнению, структура Западно-Сахалинских гор в современном структурном плане представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, роль которого в общей структуре Сахалина равнозначна типичным антиклинориям, что наряду с длительностью развития и крупными размерами оправдывает его выделение. Большую роль в формировании Западно-Сахалинского горст-антиклинория играли как разломы глубокого заложения, обусловившие его меридиональное простирание, так и разломы меньшей глубины заложения, в связи с чем антиклинорий обладает элементами складчато-блокового строения. Разломы эти активизировались неоднократно в течение кайнозойского времени и сохраняют свою активность до настоящего времени.

Западно-Сахалинский антиклинорий протягивается в меридиональном направлении вдоль берегов Японского моря, Татарского пролива и Амурского лимана, от п-ова Крильон на юге до Сахалинского залива на севере. В своде антиклинория на поверхность выходят меловые отложения, прослеживающиеся в виде широкой полосы (от 35 *км* на широте пос. Победино до 3,5 *км* на широте пос. Ильинск) от верховьев р. Виахту на севере до мыса Крильон на юге. Непрерывность полосы нарушается лишь несколько севернее р. Анивы, где меловые отложения погружаются в южном направлении, перекрываясь палеогеновыми и

http://jurassic.ru/

неогеновыми отложениями. Вновь на поверхность выходят меловые отложения только на юге п-ова Крильон.

Меловые отложения, слагающие ядро антиклинория, не образуют единого антиклинального перегиба слоев, но окаймляющие их кайнозойские отложения залегают в виде антиклинали с падением слоев к западу и востоку от свода. В пределах же Южного Сахалина меловые отложения в ряде мест залегают с явным антиклинальным перегибом слоев (г. Макаров, ст. Тепловодская, п-ов Крильон).

В области развития меловых отложений в сводовой части антиклинория А. А. Капицей, И. А. Тепловым, Ю. С. Мавринским, В. Н. Верещагиным, А. А. Трепалиной и др. выделяется несколько антиклинальных складок, расположенных не по одной осевой линии, а кулисообразно, более или менее равномерно по площади. Эти складки в пределах Южного Сахалина, за исключением п-ова Крильона, объединяются в три антиклинальные зоны: Камышевую, Макаровскую и Пугачевскую. Локальные структуры этих зон большей частью линейные, реже брахиантиклинальные, нередко с крутыми крыльями, иногда опрокинутыми. Длина складок достигает 50 *км,* ширина до 5 *км.* Площадь развития меловых отложений на п-ове Крильон расположена не на прямом продолжении простирания свода основной структуры, а смещена к западу, образуя здесь второй антиклинальный элемент антиклинория, расположенный по отношению к первому кулисообразно. Складчатость меловых отложений на п-ове Крильон довольно сложная: здесь выделяется до шести антиклинальных и примерно такое же количество синклинальных складок. Складки в меловых отложениях большей частью симметричные с более или менее выдержанным меридиональным простиранием. Углы падения на крыльях колеблются в пределах 10—15°. Своды складок носят гребневидный характер и сложены породами красноярковской свиты или верхами быковской.

В северной части Западно-Сахалинских гор, сложенной меловыми отложениями, также имеются локальные антиклинальные складки, но их строение мало еще изучено. На наличие таких складок указывают антиклинальные перегибы меловых слоев и локальные гравитационные аномалии, вытянутые в соответствии с общим простиранием меловых отложений. Характер гравитационного поля отражает даже детали строения, такие как узкий длинный Александровский грабен среди меловых пород, выполненный неогеновыми отложениями. Что же касается общего характера гравитационного поля этого района, то оно не находится в соответствии с его общим структурным планом. Если от северного окончания Главного мелового поля (район реки Виахту) и до г. Александровска полоса развития меловых отложений характеризуется линейно вытянутой зоной относительно повышенных значений силы тяжести, то южнее широты г. Александровска этот относительный максимум становится расплывчатым и не вполне определенным. В восточной части максимума выделяется продольная гравитационная ступень, совпадающая примерно с линией взбросо-надвига. Обращает также внимание расширение Александровского максимума аномалии силы тяжести в сторону Тымь-Поронайской депрессии — в сторону водораздела между реками Тымь и Поронай.

В районе р. Виахту меловые отложения погружаются в северном направлении и далее на дневную поверхность не выходят; от р. Виахту и до Сахалинского залива на поверхности распространены исключительно неогеновые отложения. На непосредственном северном продолжении поля распространения меловых отложений не фиксируется антиклинального складчатого сооружения, которое можно было бы принять за центральную часть антиклинория. Явное антиклинальное поднятие

http://jurassic.ru/

в неогеновых отложениях расположено несколько восточнее мелового свода антиклинория, сочленяясь с последним кулисообразно, а в самом антиклинальном поднятии большинство локальных складок также расположено кулисами, с той же закономерностью смещения по отношению друг к другу, что и в Восточно-Сахалинском антиклинории.

На границе сводовой части бассейна Западно-Сахалинского антиклинория, сложенной верхнемеловыми образованиями, и западного крыла прослеживается крутой Тымь-Поронайский взбросо-надвиг меридионального направления, вблизи которого как в меловых, так и в кайнозойских отложениях наблюдается приразломная складчатость.

Строение западного и восточного крыльев антиклинория различно. В пределах западного крыла кайнозойский разрез более полон, чем на восточном; здесь присутствуют интрузивные породы субщелочной формации и широко развиты вулканогенные отложения, а антиклинальные формы представлены от симметричных брахиструктур до узких линейных складок.

В пределах поля распространения кайнозойских отложений выделяется 12 антиклинальных (с севера на юг) зон: Тамлевская, Музьминская, Теньгинская, Энгизпальская, Хунмактинская, Лесогорская, Красногорская, Лопатинская, Томаринская, Крильонская, Первомайская, Кирилловская. Первые пять зон расположены в северной половине антиклинория. В каждой из них известно несколько антиклинальных складок, пока еще слабо изученных. Наиболее приподнятой является Энгизпальская зона, в своде которой обнажаются породы нижнего миоцена.

Красногорская и Лесогорская антиклинальные зоны изучены недостаточно. В первой широко развиты эффузивы неогена, структуры второй сильно разбиты разломами и прорваны интрузивами субщелочной формации.

Лопатинская антиклинальная зона. В зону входят: Краснопольевская, Лопатинская, Соболевская и Двуреченская антиклинали, представляющие собой пологие широкие симметричные складки размерами до 25 × 8 *км*. Некоторые структуры осложнены мелкой складчатостью. В наиболее приподнятой части зоны своды антиклиналей сложены нижнедуйскими отложениями, а в остальной части — такарадайскими. Все структуры в той или иной мере осложнены разрывами, а некоторые (Лопатинская) прорваны интрузивными образованиями. Краснопольевская структура представляет собой горст-антиклиналь.

Томаринская зона расположена южнее Лопатинской и включает Найбутинскую, Макеевскую, Томаринскую и другие структуры, сложенные в сводах найбутинской серией. Найбутинская, Старицкая и Макеевская антиклинали являются симметричными складками, с углами падения крыльев от 15 до 40°. Запорожская и Старицкая структуры раскрываются к юго-востоку, образуя складчатую форму типа структурного носа. Размеры складок зоны колеблются от 20 до 30 *км* в длину и до 2—6 *км* в ширину. Характерной особенностью Томаринской зоны является северо-западное простирание ее складчатых структур и осложняющих их разрывов и воздымание и раскрытость в юго-восточном направлении как зоны в целом, так и наиболее крупных антиклиналей. Таким образом, по форме зона близка к складчатому сооружению типа структурного носа. Отклонение простирания структур зоны от господствующего меридионального связано с предполагаемыми подвижками по разломам отдельных блоков, сложенных более древними образованиями, чем кайнозойские.

Крильонская зона протягивается от г. Чехова почти до южного окончания п-ова Крильон. С севера на юг в сводах складок обнажа-

http://jurassic.ru/

ются все более древние отложения вплоть до верхнемеловых. В эту зону входят Кирилловская, Новотамбовская, Чеховская, Новосибирская и другие антиклинали. Складки, расположенные в северной части зоны, имеют северо-западное простирание осей и осложнены серией разрывов того же направления. Среди структур встречаются как симметричные, так и асимметричные. Обычно наиболее крутым является западное крыло.

Первомайская антиклинальная зона прослеживается вдоль береговой линии Японского моря. В эту зону входят Северо-Невельская, Южно-Невельская, Горнозаводская, Первомайская и другие структуры. Простирание структур зоны субмеридиональное. С севера на юг в сводах структур выходят все более древние отложения вплоть до верхнемеловых.

Центрально-Сахалинский синклинорий. Между Западно-Сахалинским и Восточно-Сахалинским антиклинориями расположена сложно построенная синклинальная структура. По отношению к антиклинориям орографически синклинорий представляет пониженную часть рельефа, получившую название Тымь-Поронайской депрессии. В пределах синклинория на поверхности распространены наиболее молодые неогеновые отложения. На общем гравитационном поле Сахалина к синклинорию приурочены относительно минимальные значения силы тяжести.

В пределах Центрально-Сахалинского синклинория выделяются синклинальные зоны: Байкальская, Вальская, Нышская, Тымовская, Онорская, Орловская и Сусунайская. Образование этих зон обусловлено ундуляцией шарнира синклинория. Наиболее сложной из синклинальных зон является Поронайская наложенная впадина, состоящая из двух прогибов и поднятий. Более простыми структурами являются Нышская и Вальская синклинальные зоны.

Байкальская синклинальная зона, расположенная на севере Сахалина, является областью относительного прогибания и максимального накопления кайнозойских осадков. На гравитационном поле здесь выявлен относительный минимум силы тяжести. Геологические и геофизические данные о строении района залива Байкал позволяют включать в состав Байкальской зоны также и площадь залива Помрь сходного строения, также с хорошо выраженным относительным минимумом гравитационного поля. Поморская мульда располагается кулисообразно, северо-восточнее по отношению к Байкальской.

К югу от Байкальской зоны синклинорий прослеживается по региональному синклинальному залеганию нутовской свиты и минимальным значениям силы тяжести. Он прослеживается до верховьев р. Вал и далее до района крупной Нышской депрессии. К западу и востоку от намеченной меридиональной полосы залегают более древние образования.

В восточной части Центрального синклинория, западнее Гыргыланьинской зоны, выделяется крупный Большереченский участок мелкой складчатости, в пределах которого установлено до 20 небольших брахиантиклинальных складок. Большинство из них являются асимметричными, причем преобладают складки с более крутыми западными крыльями. Четкого кулисообразного расположения этих складок не установлено. Участок подобного строения, названный Аскасайским, выделяется и в центральной части северной половины синклинория.

На западе северной части синклинория, возможно, вследствие слабой геологической изученности этого района, а возможно, и в связи с большой мощностью четвертичных отложений, скрывающих строение подстилающих отложений, установлены пока единичные антиклинальные и синклинальные структуры. И только в крайней северо-западной

http://jurassic.ru/

части синклинория, восточнее оз. Сладкого, выявлено крупное поднятие типа антиклинальной зоны. В пределах зоны известны две антиклинальные складки; Узловая и Астрахановская. Последняя только своей периклиналью расположена на территории острова, а большая ее часть перекрыта водами залива Байкал.

К югу от верховьев р. Вал выделяется Нышский гравитационный минимум, соответствующий одноименной синклинальной зоне, вытянутой в близком к меридиональному направлении. На востоке Нышский минимум отделен от Дагинского максимума меридиональной полосой больших градиентов силы тяжести, а на западе такой же полосой отделен от Энгизпальской антиклинальной зоны. Приуроченность зон больших градиентов силы тяжести к разломам (восточная часть п-ова Шмидта, Торрохский разрыв, восточная часть Западно-Сахалинских гор) позволяет связывать эти две гравитационные ступени с не выявленными здесь продольными разрывами. Такие разрывы, по-видимому, имеются и в подстилающих неоген более древних образованиях. Они проявляются вблизи поверхности в виде зон крутых углов падения неогеновых отложений или иногда в виде флексур. Таким образом, в районе Нышского гравитационного минимума, по-видимому, располагается площадь с относительно бо́льшим накоплением неогеновых отложений, обусловленным значительным прогибанием участка во время накопления осадков и по ранее заложенным разломам. На площади Нышской синклинальной зоны известны две локальные антиклинальные складки, расположенные в центральной и северной частях зоны. Нышская зона, судя по гравитационным данным, воздымается в южном направлении, достигая максимального поднятия в районе верховьев р. Ныш. Южнее, вследствие погружения шарнира синклинория образовалась крупная Тымовская синклинальная зона, более широкая на широте устья р. Пиленги и относительно узкая южнее селения Тымовское. Несколько севернее последнего зона, судя по гравитационным данным, поднятием шарнира разделена на две относительно опущенные части: Адо-Тымовскую и Альбскую мульды. На гравитационном поле Тымовская зона выражена значительным относительным локальным минимумом силы тяжести. Зона вытянута в северо-северо-западном направлении и расположена по отношению к Нышской зоне несколько кулисообразно, с небольшим смещением к юго-западу. С запада и востока она ограничена гравитационными ступенями. Западная ступень совпадает со взбросо-надвигом, по которому меловые образования Западно-Сахалинского антиклинория взброшены на неогеновые отложения, слагающие центральную часть синклинория. Этот разрыв является естественной границей между Западно-Сахалинским антиклинорием и Центрально-Сахалинским синклинорием.

Южная оконечность Тымовской синклинальной зоны располагается на водоразделе между реками Тымь и Поронай, в наиболее приподнятой части Тымь-Поронайской низменности. В этой части синклинория известны выходы небольших массивов, сложенных далдаганской серией, что связано с глыбовыми вертикальными поднятиями, которые обусловили как грабенообразные опускания отдельных участков зоны с накоплением в них сравнительно большой мощности рыхлых осадков, так и значительные поднятия отдельных глыб. В Тымовской зоне установлены локальные антиклинальные складки.

К югу от Тымовской зоны расположена крупная и сложно построенная Онорская синклинальная зона, состоящая из нескольких мульд. На севере границей зоны является северная часть Онорского гравитационного минимума, на юге — берег залива Терпения, на западе — линия регионального разрыва, а на востоке — зона перехода значений

http://jurassic.ru/

силы тяжести — от устойчивых относительно минимальных к относительно максимальным.

Большая часть площади зоны покрыта мощным покровом четвертичных отложений. Выходы на поверхность дочетвертичных пород известны лишь в краевых частях зоны, особенно вдоль ее западной границы.

Восточная часть синклинория обнажена плохо и поэтому разрез кайнозойских отложений изучен там несравненно хуже. По имеющимся данным, маруямская свита залегает непосредственно на палеозойских (или меловых) отложениях. Пробуренная же серия структурных скважин в центральной части депрессии у ст. Буюклы показала, что на участках локальных максимумов мощность неогеновых отложений значительно меньше, чем в зонах относительных минимумов. На участках гравитационных максимумов уменьшение мощности неогеновых отложений обусловлено выпадением из разреза наиболее древних отложений миоцена, а в зонах гравитационных минимумов общая мощность неогена возрастает в связи с распространением в их пределах и более древних свит неогенового возраста.

Отмеченные особенности строения Онорской синклинальной зоны наряду с зональным распределением участков относительных гравитационных минимумов и максимумов и ограниченностью их, как правило, полосами больших градиентов силы тяжести (гравитационными ступенями) указывают на глыбовое строение этой части синклинория. Вертикальные смещения отдельных блоков, надо полагать, весьма значительны, на что указывают установленные факты накопления мощных (несколько сот метров) четвертичных осадков на отдельных участках Онорской синклинальной зоны.

В пределах Онорской зоны известно несколько антиклинальных складок в западной привзбросовой полосе. На остальной большей части площади известно несколько локальных гравитационных максимумов, которые рассматривались, по аналогии со структурами северо-восточной части Сахалина, как антиклинальные складки. Однако результаты структурного бурения в этом районе не полностью подтвердили правильность такого предположения.

Полосы относительных минимумов силы тяжести Онорской синклинальной зоны ориентированы в северо-северо-западном направлении и расположены по отношению друг к другу кулисообразно со смещением почти каждой северной кулисы к востоку по отношению к более южной. Такое же расположение наблюдается и в размещении большинства гравитационных ступеней.

Онорская зона, несомненно, продолжается и далее на юг, а затем скрывается под водами залива Терпения, где изучение ее весьма затруднено. Хорошо прослеживается лишь западная окраина Центрального Сахалинского синклинория вдоль восточного края Западно-Сахалинского антиклинория, где распространены неогеновые отложения, имеющие преобладающее падение к востоку и отделенные от подстилающих их меловых образований на отдельных участках взбросо-надвигом. Однако на большей части неоген залегает с размывом и несогласно на меловых отложениях.

В западной части Сусунайской синклинальной зоны распространены холмская и маруямская свиты, а в восточной части — невельская и холмская свиты, залегающие на палеозойской вальзинской серии.

По восточному борту долины р. Сусуи обнажаются палеозойские образования Сусунайского хребта, слагающие срединный массив складчатой области. Между палеозойскими образованиями Сусунайского хребта и кайнозоем Сусунайской долины, вероятно, проходит крупный

http://jurassic.ru/

разлом, наличие которого подтверждается зоной больших градиентов силы тяжести и геоморфологическими данными и, в частности, прямолинейностью берега Анивского залива к северу от г. Корсакова.

В пределах Сусунайской синклинальной зоны известны антиклинальные складки: Долинская, Поярковская и др.

Разрывные дислокации и их роль в формировании структуры Сахалина. Вопросы формирования и распространения тектонических разрывов привлекли внимание многих исследователей Сахалина. Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой (1915) одними из первых указали на влияние разрывов (преимущественно сбросов) в возникновении таких крупных структурных форм, так Тымь-Поронайская и Шмидтовская депрессии. В дальнейшем большое внимание разрывам уделено в работах Е. М. Смехова (1953), Н. П. Будникова, С. Н. Алексейчика и др. (1963), А. А. Капицы и др., С. А. Салуна (1965).

В настоящее время можно считать доказанным развитие на территории Сахалина и прилегающих к нему акваториях крупных продольных разрывов, вероятно, глубинного заложения, сопровождаемых в ряде случаев интрузивными телами ультраосновного и основного состава, конседиментационных разрывов и «скрытых» разломов, фиксирующихся в кайнозойских отложениях флексурообразными перегибами. Почти все основные складчатые формы в той или иной степени осложнены разрывами, которые различаются по глубине и времени заложения, по значению в формировании структурного плана, по масштабу (региональные и локальные), по типу: сбросы, надвиги, сдвиги; по соотношению со складчатыми структурами (поперечные, продольные, диагональные).

С. Д. Гальцев-Безюк (Гальцев-Безюк, 1964) на основании геологических, геофизических и геоморфологических данных выделяет две основные системы разломов: ортогональную и диагональную. В первую систему включены разломы меридионального и широтного, а во вторую — северо-западного и северо-восточного простираний. Наличием этих систем и обусловлены элементы складчато-глыбового строения Сахалина.

Наличие на Сахалине крупных разломов меридионального направления в настоящее время признается большинством геологов, а существование и роль крупных диагональных и поперечных разломов признают немногие (Капица, 1947; Гальцев-Безюк, 1964; Салун, 1965).

Большинство крупных разломов представляет собой в плане не линию, а зону, ширина которой нередко достигает нескольких километров. Это обстоятельство, а также наличие скрытых разломов докайнозойского фундамента и трудность обнаружения прямых геологических признаков тектонических разломов, особенно в поле распространения литологически однообразных верхненеогеновых отложений Северного Сахалина, заставляет при выделении зон разломов опираться главным образом на совокупность геофизических и геоморфологических данных.

Зоны разломов северо-западного направления параллельны простиранию осей сладок нижнего структурного этажа, что может служить одним из доводов в пользу древности их заложения. Большинство разломов указанного простирания, особенно в пределах районов с малой мощностью кайнозойских отложений (Восточно-Сахалинские горы и т. д.), установлено и на поверхности.

Разломы северо-восточного простирания обычно слабо отражены на поверхности и в большинстве своем относятся к скрытым. Среди отложений верхнего структурного этажа они выделяются в основном

http://jurassic.ru/

по геофизическим и геоморфологическим данным. Отметим, что северо-восточное простирание характерно для некоторых структур и разломов нижнего структурного этажа южной части Сусунайского хребта. Разломы этого простирания на Сахалине, как правило, выражаются в виде сбросо-сдвигов.

Элементы древнего направления диагональной системы разломов сохраняются на Сахалине до сих пор, несмотря на последующую перестройку структурного плана. С подвижками по ним блоков фундамента можно связывать появление аномальных для кайнозойского структурного плана северо-западных и северо-восточных простираний структур.

Разломы ортогональной системы являются более молодыми по времени заложения по сравнению с разломами диагональной системы.

Роль широко распространенных меридиональных разломов в формировании кайнозойского структурного плана Сахалина весьма значительна. Они обычно являются границами между крупными складчатыми структурными формами Сахалина. Имеющиеся данные показывают, что ряд кайнозойских структур возник в результате блоковых подвижек по разломам именно этого направления.

Широтные относительно крупные разломы встречаются на Сахалине редко и изучены они пока явно недостаточно. Имеющийся фактический материал позволяет говорить, что проявлялись они преимущественно в виде сбросо-сдвигов, закладывались не одновременно и развивались длительно. Последнее подтверждается редкими фактами приуроченности к этим разрывам разновозрастных интрузивных и эффузивных пород, наличием иногда уступов в рельефе и т. д.

Как особый тип дизъюнктивных нарушений нами выделяются разломы относительно глубокого заложения, характерными чертами которых являются: большая протяженность, значительная глубина заложения, достигающая, судя по приуроченным к разломам очагам землетрясений, 60 *км,* приуроченность массивов интрузивных пород и вулканических центров, длительность развития — в течение периодов и даже эр (Гальцев-Безюк, Сычев, 1962; Алексейчик и др., 1936; Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1964).

Наиболее крупные глубинные разломы играют исключительно важную роль в заложении и развитии геосинклиналей и геосинклинальных областей, определяя их границы и пространственную ориентировку. Так, в пределах Японо-Охотской геосинклинальной области они определяют неоднородность строения земной коры, разграничивают участки с различной геологической историей определяют площади распространения, состав и интенсивность эффузивного и интрузивного вулканизма. Вертикальные и горизонтальные перемещения по плоскостям дизъюнктивов являются причиной образования приразломных, межразломных и надразломных складок.

В пределах Сахалина выделяются два разлома глубокого заложения: Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский.

Восточно-Сахалинский разлом отделяет Сахалинский мегантиклинорий от Дерюгинского синклинального прогиба и протягивается от северной оконечности восточного побережья п-ова Шмидта до широты р. Аскасай, т. е. примерно на 250 *км.* К югу прослеживаются еще две крупные линейные магнитные аномалии, смещенные к западу относительно Восточно-Сахалинского разлома, возможно являющиеся отдельными звеньями единого разлома. Этот разлом фиксируется, по геологическим данным, лишь на восточном побережье п-ова Шмидта, где он срезает антиклинальную структуру Восточного хребта, предопределяя прямолинейность побережья. Характерна необычайная близость к восточному берегу главного водораздела полуострова, с которого сте-

http://jurassic.ru/

кают короткие реки с висячими долинами. Низовья этих рек по разлому, вероятно, были опущены под воды Охотского моря. Вне пределов острова разлом устанавливается на основании аэромагнитных исследований, которыми выявлены линейные зоны крупных положительных аномалий магнитного поля, связанные, возможно, с внедрением по разлому ультраосновных и основных пород. Длина разлома более 250 *км*, ширина до 9 *км* и глубина заложения до 60 *км*. Последняя определяется приуроченностью к разлому ультраосновных пород и глубиной очагов землетрясений. Возраст разлома приблизительно датируется поздним мелом в соответствии с возрастом связанных с этой зоной эффузивных и ультраосновных пород на п-ове Шмидта (Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1961). В палеогене и раннем миоцене, очевидно, имела место активизация разлома, которая устанавливается по массивам одновозрастных диоритов и гранодиоритов, приуроченных к восточному побережью того же полуострова. На подвижки в четвертичное время по этому разлому могут указывать береговые уступы тектонического происхождения высотой до 200 *м*, а о современной активности — приуроченные к зоне разлома эпицентры землетрясений.

Западно-Сахалинский разлом отделяет Западно-Сахалинский антиклинорий от прогиба Татарского пролива и протягивается от южной оконечности п-ова Крильон примерно на 550 *км* к северу. Интересно отметить, что, по Б. А. Андрееву и др. (Андреев, 1965), в рельефе глубинных границ этому разлому соответствуют уступообразные нарушения поверхности Мохоровичича с амплитудой до 5 *км* и более. Неоднократные в течение геологического времени подвижки по разлому (начиная с позднего мела) обусловили широкое развитие в этой зоне вулканогенных и пирокластических нижне- и среднемиоценовых, а на отдельных участках — верхнемеловых и плиоценовых образований. Восточнее разлома как мощность, так и количество пачек этих образований заметно сокращаются. Зона разлома фиксируется линейным расположением вулканических центров раннего и среднего миоцена, а также цепочками плиоценовых субщелочных интрузий. Последние расположены в сравнительно узкой полосе шириной 10—15 *км*.

О подвижках по разлому в антропогене могут свидетельствовать: наличие в зоне разлома даек долеритов, прорывающих плиоценовые отложения; экструзии красногорских дацитов; большое количество минеральных источников, в том числе термальных; наличие висячих долин и другие данные. Элементы приуроченности к зоне разлома большого количества эпицентров землетрясений силою до 6—8 баллов говорят о его современной активности. Глубиной очагов этих землетрясений (до 40 *км*) может определяться и глубина заложения Западно-Сахалинского разлома.

В пределах Сахалина широко развиты разломы меньшей глубины заложения по сравнению с вышеописанными, но также игравшие существенную роль в формировании структуры острова. К их числу следует отнести Центральный, Прибрежный и ряд диагональных (Набильский и др.) разломов Восточно-Сахалинских гор, определивших складчато-глыбовое строение последних, а также Лютогский, Сусунайский и др.

Центральный разлом протягивается по восточному склону Лунского хребта в меридиональном направлении, а затем вдоль долин рек Лангери и Оленьей. В контакт по этому нарушению приведены различные свиты неогенового возраста с верхнемеловыми и мезо-палеозойскими отложениями. Зона разлома (по В. П. Клюеву, Ю. М. Ковтуновичу, К. Ф. Рахманову и др.) сопровождается зоной брекчирования мощностью до нескольких десятков метров. Неогеновые отложения вблизи разлома сильно перемяты, иногда поставлены на голову или

http://jurassic.ru/

запрокинуты к востоку. Наиболее молодые подвижки происходили по разлому в четвертичное время, что доказывается четко выраженным тектоническим уступом рельефа, прослеженным от Луньского залива до р. Венгери на расстоянии около 80 *км*. Местами линия разлома подчеркивается гравитационными ступенями. Время заложения разлома датируется приуроченностью к его зоне позднемеловых — палеогеновых интрузий.

Крупный Тымь-Поронайский разлом типа взбросо-надвига прослеживается с перерывами более чем на 500 *км* от Сусунайской депрессии на юге до широты р. Виахту на севере. Возможно, он продолжается и далее к северу. Разлом является границей между выраженными в рельефе Западно-Сахалинским антиклинорием и Центрально-Сахалинским синклинорием. По плоскости разлома, падающей к западу под углом 60—80°, верхнемеловые отложения надвинуты на неогеновые. Последние в зоне разлома интенсивно перемяты, в них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, значительное количество мелких разрывов, с элементами запрокидывания к востоку и небольшими приразломными складками. С удалением от зоны разлома углы падения неогеновых и верхнемеловых отложений выполаживаются. На отдельных участках (например, в районе Гастелло — Взморье) к зоне разлома приурочены небольшие гипабиссальные интрузии основного состава, прорывающие неогеновые отложения. История развития разлома не вполне ясна. По В. Н. Занюкову, время заложения Тымь-Поронайского разлома относится к позднему мелу. С активизацией подвижек в раннем и среднем миоцене связано внедрение гипабиссальных интрузий и вулканизм, продуктами которого сложена чеховская свита.

Активность разлома в четвертичное время доказывается четко выраженными в рельефе тектоническими уступами на ряде участков, наличием в зоне или вблизи от нее отдельных действующих грязевых вулканов и ряда эпицентров землетрясений. Изосейсты последних в ряде случаев вытянуты по направлению разлома. Глубина очагов землетрясений указывает на вероятную глубину заложения разлома (20—40 *км*). Продольными разрывами осложнено строение многих антиклинальных зон. Они установлены как вдоль западных (Дагинская, Оссойская, Гыргыланьинская и Паромайская зоны), так и вдоль восточных (Восточно-Эхабинская складка) крыльев антиклинальных зон на Северном Сахалине. По морфологическим особенностям указанные разрывы относятся к взбросо-надвигам с падением плоскостей сместителей к востоку или к западу под углом 40—70°. Амплитуды вертикальных смещений непостоянны — наибольшие значения (до 1,5 *км* и более) зафиксированы вблизи сводов крупных складок (Гыргыланьинская), а наименьшие — на замыканиях зоны.

Наиболее полно рассматриваемые дизъюнктивные нарушения изучены на площадях нефтяных месторождений (Восточно-Эхабинское, Паромайское) северо-восточной части Сахалина. Для общей характеристики таких разрывов приведем краткую характеристику некоторых относительно крупных взбросо-надвигов и поперечный профиль через Эхабинскую и Сабинскую зоны.

Восточно-Эхабинское нефтяное месторождение приурочено к длинной (до 35 *км*) узкой антиклинальной складке, вытянутой в меридиональном направлении. Складка асимметрична с относительно более крутым восточным крылом, вдоль которого проходит разрыв типа взбросо-надвига, с западным падением плоскости взбрасывателя под углом 60—70°. Характерно, что восточное крыло антиклинали вблизи разрыва подвернуто, местами породы поставлены на голову, а затем на небольшом расстоянии (400—500 *м*) они резко выполаживаются до

http://jurassic.ru/

10—15°. По данным В. Я. Ратнера (1962), Т. И. Евдокимовой (1963) и др., амплитуда вертикального смещения не везде одинакова и колеблется от 300 *м* на северной периклинали до 1500 *м* в своде складки. Характерной особенностью взбросо-надвига является возрастание амплитуды смещения с глубиной, что наряду с резким литологическим различием разреза и изменением мощности окобыкайской свиты в разных блоках может служить веским доказательством формирования данного разрыва одновременно с отложением осадков окобыкайской свиты.

На Паромайской антиклинальной складке разрыв весьма похож на Восточно-Эхабинский взбросо-надвиг, с той только разницей, что он проходит не по западному, а по восточному крылу складки. Поверхность взбросо-надвига под углом 50—65° наклонена на восток и по ней окобыкайские отложения взброшены на нутовские. Вертикальная амплитуда этого разрыва определяется в 700 *м*, причем наибольшая величина амплитуды достигает в области сводов складок, т. е. в местах наибольшего их поднятия.

Некоторые исследователи (Н. П. Будников, В. С. Ковальчук, Н. Д. Цитенко и др.) придерживаются мнения, что Восточно-Эхабинский и Паромайский разрывы не являются самостоятельными нарушениями, а представляют единый шарнирный разрыв, поверхность которого винтообразно изгибается, обусловив этим падение ее в северной части к западу, а в южной к востоку.

В восточной части п-ова Шмидта (Трехбратская антиклинальная зона) верхнемеловые отложения надвинуты на пильскую свиту (нижний — средний миоцен). Надвиг сопровождается мощной зоной (до 150 *м*) милонитизированных пород, а также образованием приразломных складок в отложениях пильской свиты. Зона перемятых неогеновых отложений с элементами приразломной складчатости, наблюдаемая в северном береговом разрезе п-ова Шмидта, достигает 4 *км* ширины, причем надвиг прослежен на расстоянии 40 *км*.

Следующим типом дизъюнктивных нарушений, имеющих сравнительно широкое развитие, являются различные поперечные или диагональные (по отношению к простиранию складчатых структур) разрывы с преобладанием среди них сбросов и сбросо-сдвигов.

Сбросо-сдвиги, развитые в пределах одной или нескольких локальных структур, имеют горизонтальные амплитуды смещения от нескольких сотен метров до 5—6 *км*. В частности, к ним принадлежит относительно крупный разрыв на Большереченской и Вазовско-Сорокобаевской антиклинальных складках, детально изученный структурным бурением (Ю. Н. Гололобов, А. П. Ерух, П. П. Михайлов и др.). Амплитуда вертикального смещения изменяется от нуля (северная часть Вазовско-Сорокобаевской структуры) до 500 *м* (Большереченская антиклиналь). Величина горизонтального смещения около 5—6 *км*.

Наконец, следует указать на вполне вероятное проявление элементов сдвиговых дислокаций при формировании таких взбросо-надвигов, как Гырныланьинский, Восточно-Эхабинский и др.

Широким распространением на Сахалине пользуются нормальные сбросы, установленные в пределах антиклинальных складок.

Е. М. Смехов, Н. П. Будников и др. считают их одной из характерных особенностей развития данного типа разрывов. Характерно, что гипсометрически наиболее приподнятые складки более интенсивно разбиты поперечными и диагональными сбросами. Это особенно хорошо видно в районах Северного Сахалина. Поверхности сбросов в большинстве случаев наклонены под углом 50—70°. Кроме того, многочисленные разрывы сбросового характера «оперяют» крупные взбросо-надвиги. Амплитуда этих сбросов колеблется от нескольких десятков мет-

http://jurassic.ru/

ров до 200 *м*, реже до 300—500 *м*. Наибольшие амплитуды сбросов приурочены к сводам антиклинальных складок и уменьшаются к синклиналям. Видимо, большинство разрывов рассматриваемого типа затухает с глубиной.

В пределах северной части Сахалина установлено, что не только крупные, но и ряд мелких разрывов в пределах отдельных локальных структур развивались в течение длительного времени. Подобные разрывы были выделены под названием конседиментационных на Некрасовской, Сабинской, Мало-Сабинской, Уйглекутской и других складках. Разрывы эти фиксируются неодинаковыми мощностями отдельных пачек и пластов миоценовых отложений по обе стороны от поверхности разрыва, уменьшением или затуханием амплитуды смещения вверх по разрыву.

Необходимо упомянуть еще один тип дизъюнктивных дислокаций — разломы докайнозойского фундамента, перекрытые осадочной толщей («скрытые разломы»), игравшие далеко не последнюю роль в формировании структуры Сахалина. До недавнего времени на эти разломы обращали на себя мало внимания, хотя еще в 1951 г. Г. С. Бутаков пришел к выводу, что зоны высоких градиентов аномалий силы тяжести обусловлены дизъюнктивными нарушениями в отложениях, подстилающих кайнозойские. В 1960 г. Г. М. Иванов, интерпретируя данные аэромагнитной съемки Сахалина, также высказал предположение о наличии в пределах Северо-Сахалинской низменности скрытых разломов фундамента северо-северо-западного и меридионального направлений. Ряд скрытых разломов фундамента меридионального и близкого к нему направления на основании приуроченных к ним зон крутых углов в плиоценовых отложениях Северного Сахалина и гравитационных ступеней был выделен С. Н. Алексейчиком (Алексейчик, 1959, 1961, 1963).

Подвижки по скрытым разломам докайнозойского фундамента не могли привести к разрыву сплошности вышележащих менее консолидированных отложений, и последние на блоковые подвижки отвечали изгибом слоев. При этом максимальные амплитуды вертикальных смещений наблюдаются в нижней части покрова, уменьшаясь кверху. Блоковые подвижки по скрытым разломам (главным образом по продольным) играли заметную, а иногда и определяющую роль в формировании структурных форм. Это мнение подтверждается тем, что выделяемые нами докайнозойские блоки на Северном Сахалине часто расположены кулисообразно по отношению друг к другу, что их ориентировка близка к общему простиранию основных складчатых форм и что формы различных складчатых сооружений находятся в явной связи с особенностью и характером блоковых дислокаций.

Особую роль разрывы играли при формировании Центрально-Сахалинского синклинория. Благодаря блоковым подвижкам фундамента кайнозойских отложений здесь образовалось несколько удлиненных участков относительно большего опускания (с относительными локальными гравитационными максимумами), ограниченных зонами больших градиентов силы тяжести и, по-видимому, со сравнительно крутыми углами падения. Такими зонами относительных прогибов Центрально-Сахалинского синклинория являются: на севере Байкало-Поморская, Нышская, Тымовская, Поронайская и на юге Сахалина — Сусунайская.

В юго-западной части п-ова Шмидта предполагается наличие разлома в меловых отложениях, подвижки которого в кайнозое отразились зоной несколько более крутых углов падения слоев и приуроченных к зоне относительно больших градиентов силы тяжести. Предполагаемый разлом отделяет западную антиклинальную зону п-ова Шмидта от Поморской синклинали.

http://jurassic.ru/

Западнее Байкальского залива установлена сравнительно широкая полоса больших градиентов силы тяжести, обусловленная разломом, не установленным на дневной поверхности и отделяющим Рыбновский гравитационный максимум (относительное поднятие) от крупной Байкальской синклинальной зоны. По данным сейсмических исследований (И. И. Масевицкая, Е. Д. Диденко, А. Н. Телегин и др.), амплитуда смещения по глубоким горизонтам более 2 *км*, но постепенно уменьшается к поверхности.

В северо-восточной части Северного Сахалина также можно наметить предполагаемые разрывы в породах, подстилающих неогеновые отложения, и фиксируемые в последних теми же флексурообразными изгибами слоев и приуроченными к ним гравитационными ступенями. Основные из этих разрывов вытянуты вдоль крупных синклиналей (Пильтунской и Чайвинской) и, надо полагать, имели прямое и существенное влияние на процесс их формирования.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Неотектонические процессы, т. е. тектонические процессы заключительного (новейшего) этапа развития земной коры, создавшие основные черты современного рельефа, в различных регионах начались неодновременно. Начало новейшего этапа тектонической жизни Сахалина относится к позднему плиоцену, когда в большинстве районов острова закончилось геосинклинальное развитие и установился последний, еще не завершенный ритм осадконакопления (Алексейчик, 1961).

Анализ высотного и пространственного положения речных и морских террас, поверхностей денудационного выравнивания, вершинных уровней горных гряд и хребтов, изучение геологических разрезов и использование геофизических (в том числе и сейсмических) материалов дают возможность выявить общие закономерности неотектонического развития Сахалина. На основании этих данных составлена карта новейшей тектоники острова, на которой нанесены ступени предполагаемого суммарного перемещения земной коры за поздний плиоцен и четвертичное время и выделены локальные структуры (рис. 56 см. вкладку).

Для Северного Сахалина показано перемещение земной коры только за четвертичный период, поскольку рельеф здесь возник в результате деформаций и расчленения позднеплиоценовой — раннечетвертичной поверхности выравнивания, тогда как для остальной части острова исходной поверхностью неотектонических реконструкций является более древний, позднемиоценовый денудационный уровень.

Ведущая роль новейшей тектоники в создании основных черт современного рельефа Сахалина очевидна. Неотектонические движения определяют пространственное размещение и абсолютные высоты главных геоморфологических элементов острова, предопределяют распределение областей сноса и аккумуляции четвертичных отложений. Определенная унаследованность многих геоморфологических элементов Сахалина (обусловленных проявлением неотектоники) от древних структур представляет значительный интерес при решении как общих тектонических вопросов, так и прикладных задач. Не случайно поэтому в литературе за последние годы появился целый ряд работ, посвященных новейшей тектонике Сахалина (Алексейчик, 1952а, 1961б, 1963; Гальцев-Безюк, 1962; Рудич и Скиба, 1959; Рудич, 1963).

Следует, однако, подчеркнуть, что почти во всех работах, затрагивающих в той или иной мере вопросы неотектоники острова, отсутствует количественный анализ новейших движений. В лучшем случае приводятся схематические карты неотектонического районирования

http://jurassic.ru/

с указанием осредненной интенсивности движений по отдельным частям Сахалина (Рудич, 1962). Исключение составляет карта, составленная П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой (Кропоткин, 1956). Однако, изображая на этой карте изолинии суммарного перемещения земной коры за неогеновый и четвертичный периоды, авторы практически отражают движения не только неотектонического этапа, но и последних стадий геосинклинального развития Сахалина.

Попытка опустить нижнюю границу неотектонического этапа развития Сахалина неизбежно приводит к искаженному восприятию амплитуд и характера движений, создавших современный рельеф. Так, на упомянутой карте амплитуда неотектонического вертикального перемещения для севера острова показана более чем в 6000 *м*, а для горных районов — около 3000 *м*. В действительности же, как будет видно ниже, амплитуда новейших тектонических движений на Сахалине измеряется гораздо меньшими величинами, причем максимальные градиенты скоростей движения приходятся не на равнинный север острова, а на его центральную горную часть.

Основной структурный каркас острова образуют несколько крупных областей новейших поднятий и опусканий, которые могут рассматриваться как неотектонические антиклинории и синклинории, осложненные в свою очередь структурами более низкого порядка *. К главным неотектоническим структурам мы относим Шмидтовский, Западно-Сахалинский, Восточно-Сахалинский антиклинории, Центрально-Сахалинский синклинорий и сводовое поднятие Северного Сахалина. Все главные неоструктуры разделены зонами региональных дизъюнктивных нарушений.

Остановимся подробнее на характеристике вышеуказанных главных неотектонических элементов Сахалина.

Западно-Сахалинский антиклинорий совпадает в общем с контурами Западно-Сахалинских гор, будучи ограничен с востока нарушением, а с запада — водами Татарского пролива и Японского моря. На севере антиклинорий начинается поднятием Северо-Камышевого хребта, а на юге замыкается мысом Крильон. Наиболее приподнятые (до 1200 *м*) участки антиклинория находятся в его средней части и заметно сдвинуты к востоку, благодаря чему эта структура имеет несколько асимметричный поперечный профиль — с коротким и крутым восточным крылом и более пологим и длинным западным. Весьма отчетлива асимметрия антиклинория между пос. Онор и г. Поронайском на широте мыса Яблонового и в районе г. Синегорска. По осевой линии рассматриваемой зоны максимальные аплитуды поднятия отмечаются на широте г. Лесогорска. К югу и северу уменьшение амплитуды поднятия происходит волнообразно с локальными поднятиями и относительными опусканиями. Самое значительное относительное погружение испытывает древняя поверхность выравнивания в районе перешейка Поясок, максимальные высотные отметки которого едва достигают 150—200 *м*. К северу и югу от него высота горных гряд быстро возрастает до 600—700 *м*. Складчатая деформация в ряде мест нарушается разломами, по которым поверхность древнего денудационного выравнивания перемещна на различную высоту.

Для Западно-Сахалинского антиклинория в неотектонический этап его развития чрезвычайно характерно сочетание складчатых и дизъюнктивных деформаций земной коры:

---

* Рассматривая новейшую тектонику как последний этап единого процесса тектонического развития земной коры, мы считаем возможным применять для неотектонических структур общепринятую геотектоническую терминологию.

http://jurassic.ru/

Проследим характер неотектонических структур, осложняющих антиклинорий, начиная от его северной окраины. Слабо приподнятые блоки в верховьях р. М. Танги и в районе пос. Мгачи разделяют новейшую структуру Северо-Камышевого хребта на две части: северную с высотами до 600 *м* и южную с высотами до 800 *м*. Простирание Северо-Камышевого поднятия близко к меридиональному. Большинство разломов, осложняющих это поднятие, параллельны его простиранию или располагаются под небольшим углом к оси.

К западу от Северо-Камышевого поднятия располагается Агневское поднятие, вытянутое меридиональной полосой вдоль побережья Татарского пролива непосредственно к югу от г. Александровска-Сахалинского. Максимальную высоту (700 *м*) оно имеет в центральной части, а к югу постепенно снижается до 400 *м*. Северная оконечность поднятия обрывается крутым склоном благодаря оседанию по разлому крупного блока в районе пос. Дуэ. Рассмотренные положительные неотектонические формы разделены узким меридионально ориентированным Александровским грабеном. Денудационная поверхность, образующая его днище, находится на высоте около 400 *м* и постепенно понижается на север, в сторону Александровского залива, до 100 *м* над уровнем моря. Аналогичный грабен, но значительно меньших размеров расположен в верхнем течении р. Агнево. Агневский грабен ограничивает юго-западную оконечность Северо-Камышевого поднятия.

К югу от широты пос. Онор антиклинорий имеет более простое строение. Дифференциация на отдельные поднятия происходит здесь главным образом в его восточной части. Западное же крыло характеризуется постепенным воздыманием по направлению к оси структуры. Составляющие центральную и восточную часть антиклинория структуры более низкого порядка располагаются цепочкой, кулисообразно заходя друг за друга. Простирание их северо-северо-западное.

Серия этих новейших структур начинается небольшой, но четко выраженной в рельефе Онорской антиклиналью, восточное крыло которой оборвано сбросом, а западное постепенно поднимается от 700 *м* у подошвы до 1100 *м* в сводовой части структуры. Южнее располагается Центрально-Камышевое поднятие, пространственно охватывающее как Центрально-Камышевый хребет, так и Поронайскую цепь. Сводовая часть этой довольно симметричной новейшей структуры приподнята до высоты 1200 *м* над уровнем моря. Южная оконечность ее сопряжена с еще более крупным Леонидовским антиклинальным поднятием. Осевая часть поднятия образована клиновидным блоком. Дизъюнктивные нарушения контролируют и определяют виргацию Камышевого-Леонидовского, Славянского хребтов и их отрогов в пределах Леонидовского поднятия. Узел Центрально-Камышевого поднятия обладает наибольшими градиентами скоростей неотектонических движений и является наиболее приподнятой частью антиклинория, от которой к югу идет заметное уменьшение интенсивности восходящих движений. Так, Макаровское антиклинальное поднятие, хотя и занимает обширную площадь, включающую Камышевый, Западно-Лисянский хребты и несколько безымянных гряд, приподнято всего лишь до отметки 800 *м*. Западное крыло этой структуры оборвано ступенчатым сбросом, входящим в серию дизъюнктивных нарушений, разбивающих на многочисленные блоки Лесогорско-Ламанонское побережье Западного Сахалина. Возвышенности, чередующиеся с понижениями на участке между городами Углегорском и Лесогорском, представляют собой небольшие неотектонические горсты и грабены. Наиболее приподнят (до 500 *м*) горст Углегорского хребта.

http://jurassic.ru/

Широкое распространение в этом районе различно ориентированных и нередко пересекающихся разломов создало предпосылки для проявления молодого вулканизма. Именно разломы служили подводящими каналами для плиоцен-раннечетвертичных лав. Судя по линейному расположению экструзивных куполов, возникших в заключительную стадию вулканической деятельности, излияние лав контролировалось разломами северо-западного и широтного простираний, а наиболее крупные центры извержений находились в зоне пересечения этих разломов. Замыкание Макаровского поднятия происходит на широте мыса Леонтьева, южнее которого располагается очень слабо приподнятая денудационная поверхность перешейка Поясок, связанная с погружением шарнира антиклинория. Наиболее прогнутая часть антиклинория находится в пределах залива Делангля.

К югу от перешейка Поясок вновь доминируют неотектонические поднятия, начинающиеся крупной положительной неотектонической структурой хребта Шренка. С востока она ограничена региональным разломом, а на западе через полосу слабо прогнутой денудационной поверхности сочленяется с аналогичным антиклинальным поднятием массива Спамберг. Максимальные поднятия в сводах упомянутых неотектонических складок превышают 700 *м*. К югу отсюда шарнир антиклинория испытывает небольшие ундуляции. Участок погружения шарнира антиклинория, к которому приурочена долина р. Найбы, сменяется в районе г. Быкова новым поднятием, Быковская антиклиналь по линии Сокол — Садовники обрезана широтным сбросом, к югу от которого расположена сдвинутая к востоку самостоятельная структура Мицульского антиклинального поднятия. Последнее со стороны Сусунайского дола ограничено сбросовым уступом, а на западе оконтуривается крупной Лютогской синклиналью, имеющей северо-северо-западное простирание. Эта синклиналь протягивается от среднего течения р. Лютоги, через Пятиречье в верховья рек Костромы и Красноярки. Около пос. Чаплоково и по долине р. Каменистой она осложнена диагональными северо-западными разломами. Денудационная поверхность в наиболее прогнутой части синклинали (по среднему течению р. Лютоги) располагается на высоте всего около 100 *м*. Следует подчеркнуть, что Лютогская синклиналь является своеобразным пограничным рубежом в отношении характера и пространственного размещения новейших структур. Если к северу от этой зоны расположены достаточно широкие структуры северо-западного простирания, то южнее ее типичны узкие линейные структуры преимущественно меридионального простирания. Осевая линия антиклинория по сравнению с более северными его частями по широте Лютогской синклинали резко сдвинута к западу. В осевой зоне антиклинория располагается антиклинальное поднятие Южно-Камышевого хребта. Сводовая часть его в районе горы Бамбуковой достигает высоты 500 *м*.

К западу от рассмотренной структуры цепочкой располагаются узкие и довольно короткие синклинали Невельская, Шебунинская и Кузнецовская, к востоку — более узкая, но более протяженная Урюмская синклиналь, сопряженная с Таранайским антиклинальным поднятием. Свод последнего находится на высоте около 400 *м*, крылья узкие и крутопадающие, северная оконечность обрезана диагональным разломом. Ширина складки около 5 *км*, при длине 35 *км*.

Второй крупнейшей положительной неотектонической структурой острова является Восточно-Сахалинский антиклинорий, включающий в себя Восточно-Сахалинские горы и возвышенности восточного побережья Южного Сахалина. Восточно-Сахалинский антиклинорий характеризуется резким преобладанием складчато-глыбовых неотектониче-

http://jurassic.ru/

ских структур. Весьма протяженные (обычно более 100 *м*) зоны дизъюнктивных нарушений контролируют размещение крупных блоков в этой части острова. Четко выделяются четыре субмеридиональные зоны поднятий, соприкасающиеся между собой по разломам или разделенные депрессиями грабен-синклинального типа. Благодаря различным амплитудам поднятия эти зоны разбивают антиклинорий на ряд разновысотных гигантских ступеней.

Наиболее слабо (до 600 *м*) приподнята зона западных предгорий, совпадающая с выходом палеозойского фундамента. Она состоит из двух горстов: Вальза-Лангерийского и Краснотымского.

Следующая к востоку зона поднятий совпадает с осевой линией антиклинория и обладает максимальными амплитудами поднятий, постепенно возрастающими с севера (от Северо-Набильского горста) к центру зоны, образованному горст-антиклинальной неотектонической структурой Набильского хребта. Последняя имеет два максимума неотектонических поднятий, превышающих 1300 *м* (первый в районе г. Лопатина, где сходятся в один узел хребты Набильский и Луньский, и второй — в районе г. Невельского). С юга, со стороны долины Лангери, рассматриваемая структура обрезана разломом северо-восточного простирания, очерчивающим узкий Лангерийский грабен.

Подобный же характер имеют неотектонические структуры зоны центральных горст-антиклинальных складок, вытянутых меридиональной полосой от мыса Ратманова до р. Рукутамы. Эта зона, сочетающая в себе элементы как складчатой, так и разрывной неотектоники, отделяется от зоны Набильских поднятий грабен-синклинальной Луньско-Венгерийской депрессией и Лангерийским грабеном. С востока Центральные поднятия ограничены аналогичной структурной формой Пограничной депрессии, а с севера и юга — диагональными ступенчатыми сбросами.

Внутри рассматриваемой зоны выделяются два крупных антиклинальных поднятия — Соколовское и собственно Центральное, в сводах которых поверхности денудационного выравнивания находятся на отметках более 1000 *м*. Северная периклиналь Центральной антиклинали осложнена косо приподнятыми блоками, имеющими максимальную амплитуду перемещения (до 800 *м*) в своих восточных частях и минимальную (400—500 *м*) — в западных.

Крайняя восточная зона поднятий наиболее проста по своему строению, будучи представлена крупным антиклинальным поднятием, разбитым по оси и восточному крылу разломами. Незначительные поднятия п-ова Терпения, возможно, являются отражением еще одной (пятой по счету) зоны положительных неотектонических структур, которая из-за незначительных амплитуд поднятий в настоящее время находится в основном ниже уровня моря.

Весьма близки к описанным неотектоническим формам новейшие тектонические структуры восточной части Южного Сахалина: горст-антиклинальные поднятия Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. Сусунайское поднятие с севера и юга оборвано разломами. В осевой части структуры древние денудационные поверхности приподняты новейшими тектоническими движениями до высоты 800 *м*. Тонино-Анивское поднятие менее значительно, имеет среднюю амплитуду поднятия около 300 *м*. Оно ограничено как меридиональными, так и диагональными дизъюнктивными нарушениями.

Указанные поднятия разделяются грабен-синклинальной впадиной Муравьевского перешейка. С. Д. Гальцев-Безюк (Алексейчик, 1963) указывает на преимущественно блоковый характер неотектонических движений этого района, ссылаясь на резкое несоответствие глубин

http://jurassic.ru/

озер Муравьевского перешейка и примыкающей к нему зоны мелководья Охотского моря. В частности, глубина оз. Тунайча (28 *м*) значительно превышает глубину прибрежных частей Охотского моря (3—8 *м*).

Полуостров Шмидта (крайняя северная оконечность Сахалина) по характеру неотектонических структур ближе всего стоит к Восточно-Сахалинскому антиклинорию, отличаясь от него северо-западным простиранием основных тектонических элементов. Последнее обстоятельство и территориальная разобщенность с Восточным Сахалином дают основание рассматривать п-ов Шмидта как самостоятельный неотектонический антиклинорий, продолжение которого скрыто под водами Охотского моря.

Разрывные нарушения северо-западного простирания контролируют все главные неотектонические элементы полуострова. Основной структурный каркас образуют здесь горстовые и горст-антиклинальные поднятия, вытянутые вдоль западного и восточного побережий, и разделяющая эти поднятия грабен-синклинальная структура Центральной (Диановской) депрессии. Горст-антиклинальное поднятие Западного хребта по широте р. Конги осложнено поперечными сбросами. Вдоль Охотского побережья полуострова располагаются узкие, косо приподнятые (до 500 *м* над уровнем моря) горсты Левенштерна и Елизаветы. Наибольшую амплитуду поднятия (600 *м*) имеет горст-антиклинальная неотектоническая структура массива Два Брата.

Центральная грабен-синклинальная депрессия наиболее изогнута на севере п-ова Шмидта, где ее поверхность скрывается под водами залива Северного.

Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский антиклинории разделяются Центрально-Сахалинским неотектоническим синклинорием, приуроченным к срединной зоне Среднего и Южного Сахалина. По бортам Центрально-Сахалинский синклинорий осложнен разломами, а в центральной (наиболее прогнутой) своей части занят водами залива Терпения, благодаря чему северная и южная половины синклинория в настоящее время пространственно разъединены. Неравномерная мощность плиоцен-четвертичных отложений в различных частях этой крупной отрицательной структуры позволяет предполагать дифференцированность проявления неотектонических движений в его пределах. Геофизические материалы более определенно указывают на наличие здесь блоковых структур. По данным П. М. Сычева (Сычев, 1962) и Ю. М. Ковтуновича, мезо-палеозойский фундамент Поронайской депрессии разбит на отдельные блоки, имеющие различную амплитуду перемещения.

В пределах наиболее крупной по размеру северной части синклинория выделяются Средне-Тымовская и Поронайская зоны погружения. Первая состоит из двух неотектонических синклиналей — Адо-Тымовской и Тымовской. Вторая имеет более сложное строение. На фоне общего, усиливающегося в сторону залива Терпения, погружения в ее пределах выделяется несколько особенно интенсивно прогибающихся локальных структур. К их числу относятся: Буюклинская, Усть-Поронайская и Верхне-Поронайская синклинали. Буюклинская синклиналь является наиболее глубоко погруженной новейшей тектонической структурой Сахалина, основание которой располагается почти на 500 *м* ниже уровня моря.

Средне-Тымовская и Поронайская зоны погружения разделяются Таулан-Армуданским выступом палеозойского фундамента и горстом Краснотымского хребта.

Южная часть синклинория, выраженная в современном рельефе Сусунайско-Такойским долом, значительно меньше северной и отлича-

http://jurassic.ru/

ется от нее сравнительно простым строением. Новейшие синклинальные прогибы Усть-Найбинский и Анивский выходят в пределы Сусунайско-Такойского дола только своими вершинами, в то время как большая часть их скрыта под водой Охотского моря. Разделяются эти синклинали незначительным поднятием равнинного Такойского водораздела. Западный борт синклинория ограничен серией разломов глубокого заложения.

Особое место в неотектонической структуре Сахалина занимает северная часть острова, располагающаяся между п-овом Шмидта и северной границей описанных выше районов Среднего Сахалина, т. е. приблизительно по диагональному отрезку нижнего течения р. Тымь. Неотектонические движения начали проявляться здесь со второй половины раннего плейстоцена. Современный рельеф Северного Сахалина возник главным образом за счет деформаций плиоцен-раннечетвертичной поверхности выравнивания. Показательно почти полное совпадение древнего и современного структурного планов этой территории. Складчатые формы мощного кайнозойского (преимущественно неогенового) чехла осадочных толщ Северного Сахалина находят прямое выражение в современном рельефе. Почти для всех складчатых неотектонических структур этой части острова характерны довольно простые очертания. Большинство из них лишь слегка вытянуты, приближаясь по формам к брахискладкам. Пространственное размещение новейших тектонических структур подчиняется закономерности, отмеченной С. Н. Алексейчиком (Алексейчик, 1958) для древних геологических структур Северного Сахалина, где каждая более северная складка располагается немного западнее предыдущей южной.

В целом неотектоническая структура Северного Сахалина может рассматриваться как сводовое поднятие, отделенное на юге от складчато-глыбовых сооружений Среднего Сахалина зоной диагонального Тымского разлома (Гальцев-Безюк, Соловьев, 1965). Эта зона, прослеживающаяся на суше и в пределах акватории, относится к числу важнейших дизъюнктивных нарушений Сахалина, существенно контролирующих тектонические процессы не только в новейший, но и в более древние этапы геологического развития.

Вдоль северо-западного, западного и восточного побережий Северного Сахалина располагаются зоны неотектонических погружений. Центральная часть территории является областью поднятий, имеющей два максимума, к которым приурочены две параллельные субмеридиональные зоны развития положительных структур. Последние разделены относительно слабо приподнятой территорией. Западная, Джолонорско-Вагисская антиклинальная зона, вытянутая более чем на 80 *км*, состоит из ряда кулисообразно расположенных неотектонических антиклинальных структур. Крайняя северная Вагисская антиклиналь поднята в сводовой части до 500 *м*. От прибрежной зоны опусканий ее отделяет меридиональный сброс. Верхне-вангинское, Верхне-Хунмактинское и Джолонорское антиклинальные поднятия имеют значительно меньшие амплитуды неотектонических перемещений (150—200 *м*). Восточная (Дагинская) антиклинальная зона состоит из Даехуриинской, Дагинской и Чачминской структур, максимальное неотектоническое поднятие которых превышает 500 *м* (Даехуриинская антиклиналь). Эти поднятия осложнены разломами. Северным продолжением рассматриваемой зоны является Оссойско-Вальская антиклинальная зона, в состав которой входят Вальская, Оссойская и Верхне-Пильтунская структуры.

Помимо перечисленных, на Северном Сахалине развит еще целый ряд более мелких локальных неотектонических структур. Отрицатель-

http://jurassic.ru/

ные неотектонические формы имеют здесь подчиненное значение. Кроме упоминавшихся уже участков погружения вдоль западного и восточного побережий Северного Сахалина, следует отметить небольшие относительные погружения в верховьях р. Ныш, при слиянии рек Вал и Фуй, а также в истоках р. Большой. В этих районах денудационная поверхность погружена более чем на 50 *м* и погребена под толщей четвертичных отложений.

Наиболее типично для неоструктур Северного Сахалина близкое совпадение топографической поверхности с пластами горных пород, слагающих возвышенности. Основная часть положительных форм является «растущими» антиклиналями. Поэтому морфоструктурный анализ Северного Сахалина представляет большой интерес для поиска нефти.

После обзора неотектонического плана Сахалина целесообразно остановиться на некоторых вопросах новейшей тектоники острова и тех закономерностях, которые позволяют выявить морфоструктурный анализ территории.

Очень интересен и важен вопрос о соотношении новейших тектонических структур с древними структурами острова. Сопоставление неотектонической карты с геологическими картами и тектоническими схемами Сахалина показывает теснейшую зависимость новейших тектонических структур от древних. Однако эта зависимость по-разному выражается в различных частях острова, а также в новейших структурах разного порядка. Наиболее полно проявляется соответствие древних и новейших тектонических структур высшего порядка для территории Среднего и Южного Сахалина. Здесь имеет место почти полное совпадение контуров новейших и древних антиклинориев и синклинория. На севере Сахалина из-за небольших амплитуд неотектонических движений такое соотношение выражено слабее. Поднятия, расположенные вдоль западного и восточного побережий Северного Сахалина, возникли на фоне общего слабого воздымания территории и поэтому они не столь контрастны, как на юге острова. По-разному выражается унаследованность и у новейших тектонических структур более низких порядков. Довольно четко эта тенденция развития сказывается в крупных складчатых структурах Западно-Сахалинского антиклинория и Центрально-Сахалинского синклинория. Однако полного соответствия древнего и новейшего тектонических планов здесь не наблюдается. Отмечается, например, по сравнению с простиранием древних структур отклонение к западу осей новейших складок. Кроме того, среди новейших структур явно превалируют положительные формы, в результате чего в новейшие поднятия нередко втянуты древние синклинальные структуры или их значительные части. В качестве примера можно указать на синклинальные структуры в меловых породах в верховьях рек Августовки и Макаровки, которые в настоящее время принимают участие в строении Леонидовского и Макаровского неотектонических антиклинальных поднятий. В еще большей мере тенденция к разрастанию новейших поднятий выражена в пределах антиклинория Восточно-Сахалинских гор, благодаря чему здесь резче проявляется расхождение в простираниях древних и новейших структур.

Совершенно по-иному проявляется рассматриваемое соотношение в пределах Северного Сахалина, где для большинства новейших структур характерна полная унаследованность от древнего структурного плана. В целом ряде случаев здесь можно говорить о продолжающемся до настоящего времени росте складчатых форм. Своеобразие неотектонического этапа развития сказалось лишь в преобладании восходящих движений и в очень незначительном смещении к западу осей новейших складок.

http://jurassic.ru/

Несомненный интерес представляет взаимоотношение складчатых и разрывных типов неотектонических движений и структурных форм, созданных ими в различных частях острова.

Пликативные неострукуры достаточно полно освещены при детальном рассмотрении плана новейших структур острова. Относительно же дизъюнктивов следует сделать несколько общих замечаний. Задача эта облегчается тем, что анализ роли разрывных нарушений при формировании рельефа Сахалина был уже проведен ранее (Гальцев-Безюк, Соловьев, 1965), а геологическая интерпретация разломов дана С. Н. Алексейчиком, С. Д. Гальцевым-Безюком и В. С. Ковальчуком (Алексейчик, 1963).

Положение основных зон разломов на острове достаточно уверенно определяется по геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным. Среди разломов встречаются как мелкие, так и глубокого заложения, имеющие региональное значение. Одни нарушения развивались в течение сравнительно небольшого отрезка времени, другие активно существовали на протяжении целого ряда геологических эпох.

Обе группы дизъюнктивных нарушений с точки зрения новейшей тектоники представляют одинаковый интерес, хотя они относятся к разным таксономическим подразделениям и соответственно контролируют структуры разного порядка.

Региональные разломы глубокого заложения, движения по которым «оживлялись» в конце плиоцена и в четвертичное время, являются особенно важными. Именно эти, длительно развивающиеся нарушения предопределили очертания основных морфоструктурных элементов острова. Более мелкие нарушения оперяют региональные разломы или образуют небольшие самостоятельные зоны, существенным образом влияя на характер и размещение неотектонических структур более низкого ранга.

Крупнейшими региональными нарушениями являются Западно- и Восточно-Сахалинские разломы, определяющие внешние контуры острова, а также разломы, отделяющие область Центрально-Сахалинских депрессий от горных районов. К зонам разломов приурочены разновозрастные интрузии, позволяющие установить достаточно древнее (позднемеловое) заложение большинства региональных дизъюнктивов. Однако свою активность они сохраняют и поныне, о чем свидетельствует повышенная сейсмичность (6—7-балльные землетрясения) этих зон и приуроченность к ним разнообразных минеральных источников, а иногда и грязевых вулканов.

Весьма существенное значение в распределении глыбовых структур Восточно-Сахалинских гор имеют меридиональные и северо-западные разломы, близкие по своему характеру к вышеописанным.

Особое место в неотектонической структуре Сахалина занимает зона Тымского диагонального разлома, ограничивающая с юга Северный Сахалин по линии северо-западного отрезка нижнего течения р. Тымь. Эта зона разделяет районы, достаточно различные в отношении геологического строения и неотектонического режима. Она является также важной геоморфологической границей между преимущественно равнинным севером и горными сооружениями остальной части острова. Тымский диагональный разлом отражается и в строении рельефа дна прилегающих акваторий Охотского моря и Татарского пролива, что дает основание предполагать связь рассматриваемого нарушения с Восточным Сихотэ-Алиньским структурным швом.

Таким образом, разломы глубокого заложения контролируют все основные морфоструктуры острова. Более мелкие локальные дизъюнктивные нарушения также играют важную роль в неотектонической

http://jurassic.ru/

структуре Сахалина, но проявление их и соотношение со складчатыми деформациями в различных частях острова неодинаковы. Северный Сахалин испытывает преимущественное воздействие пликативных деформаций с сугубо подчиненным проявлением разрывных нарушений. Соответственно этому разрывные нарушения здесь очень слабо выражены в рельефе. Западный Сахалин (зона развития меловых и палеоген-неогеновых пород) характеризуется приблизительно равным участием как пликативных, так и дизъюнктивных неотектонических деформаций. Разломы, выраженные в рельефе, располагаются главным образом согласно с простиранием складчатых структур. Для Восточного Сахалина (зона преимущественного развития палеозойских и мезозойских пород), типично преобладание блоковых подвижек.

Большинство разломов имеет древнее заложение. Развитие движений по ним идет прерывисто, но в унаследованном плане. В новейший этап развития территории разломы осложняют пликативные деформации и ограничивают блоковые структуры.

В заключение необходимо остановиться на особенностях проявления неотектонических движений во времени.

Наиболее интенсивные движения имели место в конце плиоцена и самом начале четвертичного периода, что подтверждается наличием грубообломочных верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений, знаменующих начало последнего седиментационного цикла. С движениями этого времени связана ярко выраженная тенденция к воздыманию большей части острова. Практически только отдельные участки зоны Центрально-Сахалинских депрессий характеризовались устойчивыми отрицательными движениями, не полностью компенсировавшимися сносом с окружающих возвышенностей. Напряженность неотектонического режима была крайне неравномерной в различных частях острова. Наименьшие градиенты движений отличали Северный Сахалин, наибольшие — центральные части Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского антиклинориев. Косвенным указанием на это служит величина эрозионного вреза, достигающая максимального значения в центральных районах Западно- и Восточно-Сахалинских гор. Здесь глубина долин, считая от древних денудационных поверхностей до ранне-среднечетвертичных террасовых уровней, достигает многих сотен метров.

Неравномерность проявления неотектонических движений во времени фиксируется множественностью террасовых уровней. Однако следует сразу оговориться, что нельзя рассматривать каждую террасу как непосредственный показатель определенной стабилизации или замедления восходящих движений. При использовании для этих целей террас следует учитывать влияние климатических факторов, приводящих к неравномерной обводненности в процессе развития территории, а следовательно, и к изменению гидрологического режима рек. Поскольку палеоклиматический режим Сахалина с конца плиоцена и до второй половины среднего плейстоцена существенно не менялся, можно довольно уверенно связывать формирование площадок древнечетвертичных террас с приостановкой восходящих движений к концу раннечетвертичного времени.

В более поздние отрезки геологической истории, когда имело место неоднократное чередование существенно отличающихся друг от друга по климату и увлажненности ледниковых и межледниковых эпох, для определения характера неотектонических движений приходится выбирать другие критерии. Здесь на первое место выступают датированные перемещения земной коры по разрывам, сопоставление величины деформаций разновозрастных террасовых уровней, изучение перестройки гидросети и т. п.

http://jurassic.ru/

Новое усиление восходящих движений имело место во второй половине среднечетвертичной эпохи. Именно с этим временем связывается этап активной перестройки гидросети в Западно- и Восточно-Сахалинских горах, а также в других районах острова (Соловьев, 1961; Беспалый, 1962). Активизация неотектонических движений выразилась и в перемещении отдельных блоков по разломам.

Инструментальные наблюдения, проведенные нами совместно с В. М. Рыжковой на Северном Сахалине, показывают, что максимальные деформации на антецедентных участках долин испытывали среднечетвертичные террасы. Нивелировка продольного профиля долин рек Вала и Уния — Тана на их антецедентных отрезках, совпадающих с осевой зоной Вальской антиклинали, дала 5-метровое превышение среднечетвертичной террасы в этом месте по сравнению с отметками поверхности этой террасы на смежных участках (рис. 57). Анализ механиче-

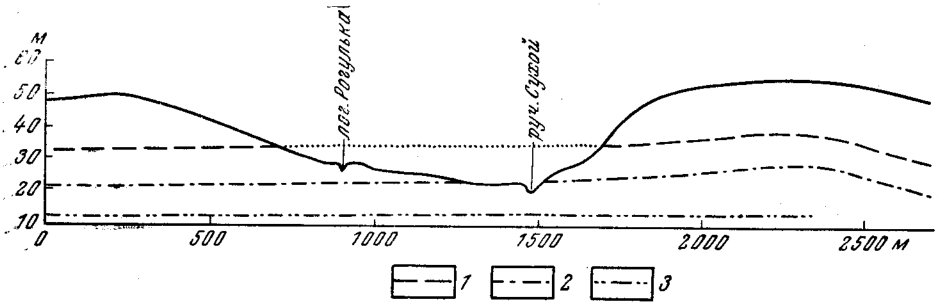


Рис. 57. Схема деформации террас (по данным нивелировки), на правобережье рек Вал и Уния-Тана. 1 — среднечетвертичная терраса; 2 — верхнечетвертичная терраса; 3 — пойма

ского состава аллювия рассматриваемой террасы подтверждает синхронность его накопления и проявления деформаций. В наиболее приподнятой части террасы среднечетвертичный аллювий представлен существенно песчаным материалом, который вверх и вниз по течению согласно с уменьшением амплитуды деформации сменяется суглинками и глинами. Амплитуда деформации верхнечетвертичной террасы на антецедентном участке долины р. Вал значительно меньше.

Весьма интересные данные получены при составлении продольных профилей по прибрежным террасам, а также при нивелировке морских береговых валов, осуществленной в различных районах Сахалина Г. С. Ганешиным, В. М. Рыжковой и В. В. Соловьевым и позволившей вычислить скорость современных движений. Анализ графического изображения разновозрастных террасовых уровней вдоль морского побережья Сахалина и примыкающих к нему денудационных поверхностей (рис. 58) дал возможность более подробно проследить особенности проявления неотектонических движений этой территории в различные отрезки четвертичной истории. В зависимости от интенсивности неотектонических движений деформации денудационного уровня в различных частях острова варьируют от нескольких метров до сотен метров.

Для всех районов рассматриваемой территории отмечается резкое усиление поднятий на границе плиоцена и плейстоцена и заметная интенсификация восходящих движений во второй половине среднечетвертичного времени и в конце позднего плейстоцена.

Устанавливается определенное нарастание амплитуд и градиентов скоростей неотектонических движений с запада острова на его восток. Вероятно, в этом проявляется общая закономерность интенсификации

http://jurassic.ru/

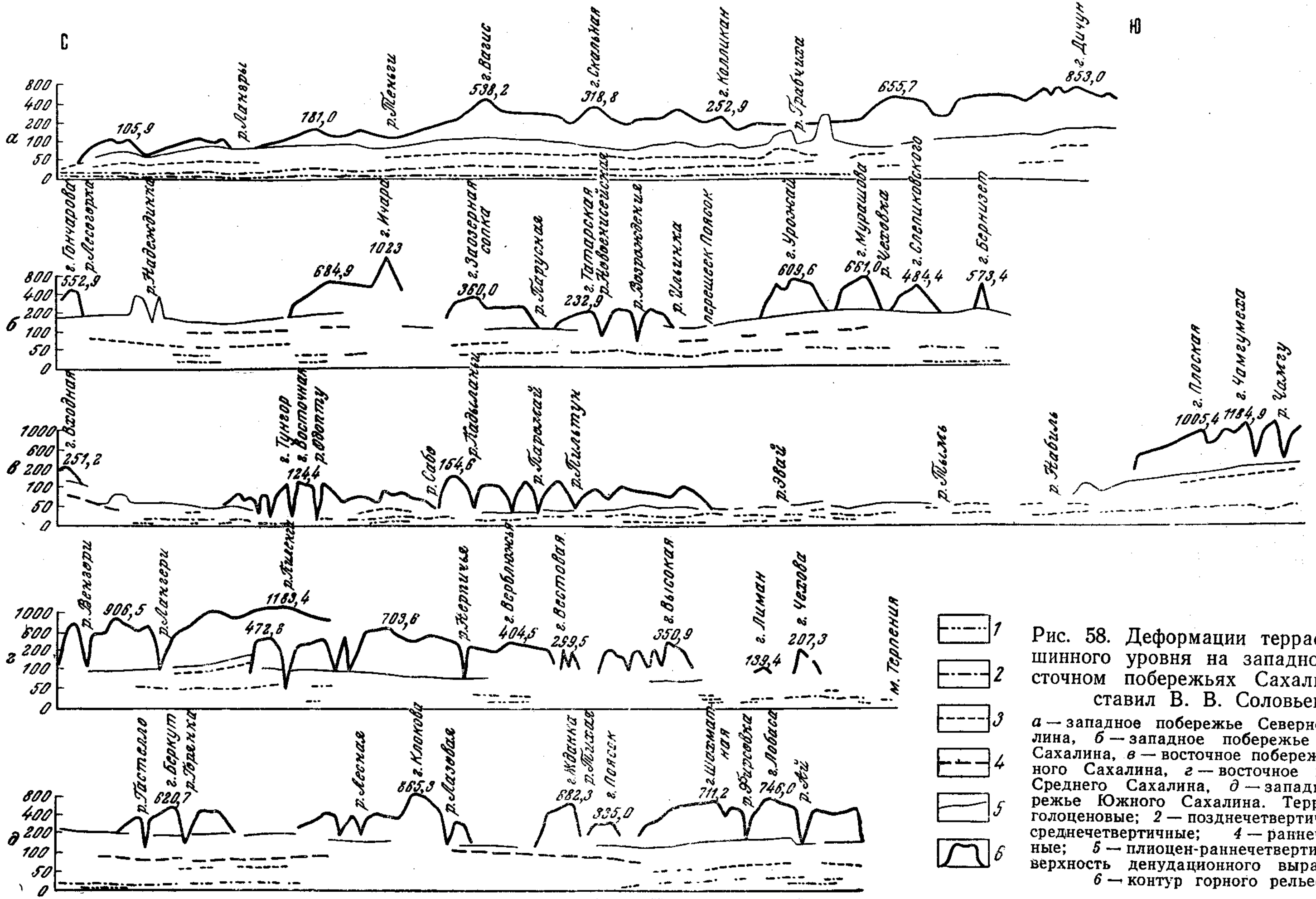


Рис. 58. Деформации террас и вершинного уровня на западном и восточном побережьях Сахалина (составил В. В. Соловьев);

а — западное побережье Северного Сахалина, *б* — западное побережье Среднего Сахалина, *в* — восточное побережье Северного Сахалина, *г* — восточное побережье Среднего Сахалина, *д* — западное побережье Южного Сахалина. Террасы: *1* — голоценовые; *2* — позднечетвертичные; *3* — среднечетвертичные; *4* — раннечетвертичные; *5* — плиоцен-раннечетвертичная поверхность денудационного выравнивания; *6* — контур горного рельефа

http://jurassic.ru/

и некоторого омоложения неотектонических движений по мере приближения от материковых областей к океаническим.

Главной тенденцией современных движений являются поднятия, на фоне которых лишь некоторые районы испытывают относительное погружение. Судя по нивелировке береговых валов, средняя скорость современного поднятия западного побережья Сахалина составляет 2,5—3,0 *мм* в год.

В целом, для неотектонического этапа развития Сахалина наиболее характерной чертой является направленное разрастание поднятий.

http://jurassic.ru/

Глава VII
ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ

На Сахалине известны три района, в которых периодически действуют грязевые вулканы, выбрасывающие на поверхность грязь, воду и горючий газ — Южно-Сахалинский в 18 *км* к северо-западу от г. Южно-Сахалинска, Пугачевский вблизи поселков Пугачево и Восточный, где периодически действуют четыре вулкана (Восточный, Малый Северный, Пугачевский и Малый Южный), и Дагинский в районе залива Даги на Северном Сахалине.

По имеющимся данным, извержения грязевых вулканов на юге Сахалина происходили в 1906 г., 24 июня 1911 г., 17 октября 1929 г., 20 ноября 1933 г., 7 мая и 1 сентября 1934 г., в 1935 и 1948 гг., 29 августа 1952 г., 20 марта 1959 г., 25 сентября 1961 г. и 31 августа 1967 г.

Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана 20 марта 1959 г. характеризовалось сильным взрывом с выбросом большого количества грязи и газа. В. Н. Шилов, М. А. Захарова, А. Я. Ильев и А. В. Подзоров, спустя три часа после извержения, посетили вулкан и провели наблюдения. Извержение грязевого вулкана началось сильным взрывом, за которым непрерывно следовали новые взрывы. Грязь, камни и даже деревья при взрывах выбрасывались на высоту более 100 *м*. Выброшенная грязевая масса покрыла площадь около 60 тыс. $м^2$, а объем ее составил примерно 150—200 тыс. $м^3$ (рис. 59). Грязевые извержения и сила грязевых выбросов оказались столь интенсивными, что потоками грязевых масс были повалены десятки крупных деревьев. Деревья, находящиеся на расстоянии до 100 *м* к юго-востоку от кратера, газо-грязевыми струями лишены ветвей, а обращенные к вулкану стороны их стволов покрыты толстым слоем грязи. Грязевое поле заняло площадь размером 200×180 *м*, от которого спускалось несколько грязевых потоков.

При извержении грязевого вулкана выделялось большое количество газа, который при поднесении спички мгновенно воспламенялся и горел желтоватым пламенем. Газ вулкана имел слабый сероводородный запах. На поверхности сопочного ила появлялись признаки нефти. Вблизи грязевого вулкана выявлен ряд небольших грифонов, выделявших сероводородную воду и газ. В 1800 *м* к юго-юго-востоку от действующего грязевого вулкана, в небольшой ложбине возникло 5 грифонов, представляющих собой воронкообразные углубления диаметром 15—25 *см* и глубиной до 1,5 *м*, заполненные жидкой грязью и водой. В 1962 г. при обследовании их О. А. Мельниковым в одном из грифонов наблюдались интенсивное выделение газа и перелив воды. Хотя другие грифоны в это время активно себя не проявляли, можно было отчетливо заметить, что в них ранее также происходило выделение газа, воды и грязи. Грифоны расположены на одной линии на расстоянии 30—50 *м* друг от друга и приурочены, как и грязевой вулкан, к зоне тектонического нарушения.

http://jurassic.ru/

Пугачевский грязевой вулкан, находящийся примерно в 3 *км* к северо-востоку от пос. Пугачево, расположен на дне пологой чашеобразной котловины, которая имеет форму эллипса с осями 2 и 2,5 *км*. Длинная ось эллипса ориентирована в меридиональном направлении. Дно котловины ровное с небольшим повышением в районе вулкана. Максимальная высота (57 *м* над уровнем моря) отвечает «кратеру» вулкана. По направлению к периферической части котловины высота уменьшается до 50 *м*. В пределах холмистой местности, окружающей

Рис. 59. Выбросы Южно-Сахалинского грязевого вулкана 20 марта 1959 г. Фото И. М. Сирыка

вулкан, абсолютные отметки возрастают до 60—100 *м*, а в отдельных случаях даже превышают эту величину.

Район Пугачевского вулкана сильно заболочен и покрыт лесом. Древесная растительность отсутствует только в его центральной части диаметром 350—380 *м*, причем в радиусе около 100 *м* вокруг «кратера» вулкана его поверхность сложена затвердевшей бесструктурной грязью и лишена даже травяного покрова.

Сведения об извержениях Пугачевского вулкана очень немногочисленны. С 1906 по 1952 г. зафиксировано всего восемь извержений. Вулкан извергался также в 1958 г., но это извержение было слабым. Определенной периодичности извержений, возможно, из-за неполноты сведений, не наблюдается. Наиболее крупные из известных извержений грязевого вулкана Пугачевский (Магунтан — по-японски) произошли 17 октября 1929 г., 7 мая и 1 сентября 1934 г., 25 сентября 1961 г. и 31 августа 1967 г.

При извержении 7 мая 1934 г. выбросы газа и грязи происходили по четырем каналам. Потоки грязи были настолько сильны, что ломали деревья. После извержения продолжали действовать 19 грифонов, причем три из них извергали в большом количестве газ и грязь. Анализ газа показал, что он состоит в основном из метана и углекислоты.

М. М. Шукевич при изучении извержения Пугачевского грязевого вулкана в 1948 г. отмечал, что на поверхности поля засохшей извер-

http://jurassic.ru/

женной грязи образовались многочисленные грязевые конусы (грифоны) высотой от нескольких сантиметров до 1 *м* (рис. 60).

Осенью 1961 г. снова произошло довольно сильное извержение этого грязевого вулкана. По сообщению жителя пос. Пугачево А. В. Уланова, лица, находившиеся вблизи Пугачевского вулкана 25 сентября 1961 г., в 19 час. 25 мин. услышали взрыв и вскоре увидели вертикальный столб черной грязи высотой около 40—50 *м*. Гул, напоминавший шум реактивного двигателя, доносился со стороны вулкана, над которым стояло светло-серое облако пара. В дальнейшем почти регулярно через каждые 1—2 минуты происходили взрывы меньшей силы, при-

Рис. 60. Грифоны Пугачевского грязевого вулкана. Фото И. М. Сирыка

чем одновременно со взрывами вулкан «выдавливал» большие порции густой грязи. По истечении двух часов после начала извержения взрывы прекратились и вулкан только «шипел», выделяя газ. Свежая грязь образовала плоский «каравай», из центра которого шел пар. Грязь была темно-серого цвета, вязкая и липкая.

В результате обследования вулкана 29 сентября 1961 г. (Сирык и др., 1962) установлено, что свежевыброшенная грязь находилась в центре старого грязевого поля, почти совершенно лишенного растительности. Она заняла площадь круга диаметром около 100 *м*. Мощность грязи в центре этого круга несколько превышала 2 *м*, а к периферии снижались до 0,3—0,4 *м*. Общий объем извергнутой грязи определяется в 7,2 тыс. *м*³, что примерно составляет 15 тыс. *т*. Поверхность грязевого поля напоминает собой пашню после хорошего дождя. В некоторых местах на ней имелись небольшие концентрические борозды, образовавшиеся в результате неравномерного (пульсационного) выжимания грязи. В большинстве случаев они были заполнены водой. В центральной части свежего грязевого поля обнаружен плохо выраженный грифон с двумя сближенными отверстиями диаметром по 4 *см*. Здесь на глубине около 0,5 *м* грязь оказалась очень теплой (не менее 40°). По всей поверхности грязевого поля со слабым шипением выделялись мелкие пузырьки газа (грязь «газировала»). Там, где грязь

http://jurassic.ru/

была еще довольно жидкой, временами лопались крупные газовые пузырьки.

Старое грязевое поле, оставшееся непокрытым свежей грязью, имело ровную, достаточно сухую поверхность, на которой были беспорядочно разбросаны многочисленные обломки алевролитов, песчаников, арагонита. Реже среди обломков встречались куски ядер аммонитов, указывающих на меловой возраст выброшенной породы. Характерно, что перед фронтом растекавшейся свежей грязи поверхность старого грязевого поля покоробилась и растрескалась. Часть трещин была заполнена водой. Временами из них с бульканьем выделялся газ. Периодическое выделение газа из трещин, не заполненных водой, создавало впечатление глубоких «вздохов». При поджигании газ загорался и горел желтоватым пламенем. Большая часть газовых выходов находилась вблизи восточного и северо-восточного краев свежего грязевого поля. Здесь же располагались и два грифона, которые примерно через 5—7 минут с бульканьем выбрасывали небольшие количества жидкой грязи и газа. Расчеты позволяют предполагать, что основная газовая залежь, питавшая этот грязевой вулкан, находится на глубине более 1500 *м*.

Последнее извержение Пугачевского грязевого вулкана произошло 31 августа 1967 г. в 8 час. 35 мин. Местные жители В. Г. Шаталин и М. С. Харин рассказывают, что в момент извержения они услышали гул, напоминающий движение тяжелогруженного железнодорожного состава. Поднявшись на сопку, они увидели столб грязи и пара над вулканом высотой 40—50 *м*. Периодические выбросы грязи и выходы грязевых струй продолжались до 9 час. 20 мин. и затем стали ослабевать. Перед вторым этапом извержения в центральной части грязевого поля наблюдалась хаотичная миграция грязевого пузыря диаметром 3—4 *м* на расстоянии до 15—20 *м*; затем произошло несколько выбросов грязи и пара, но уже на меньшую высоту и с меньшим шумом. При этом ощущался сильный запах сероводорода.

Последующее обследование показало, что свежевыброшенная грязь залегает в форме почти правильного эллипса с осями 125 и 375 *м* и толщиной покрова от 0,5 *м* на окраине и до 1,2 *м* в центре. Это составляет по объему более 25 тыс. $м^3$. Поле свежевыброшенной грязи четко подразделяется на три зоны: внешнюю, среднюю и эпицентральную.

Внешняя зона сложена крупнопсефитовой брекчией сопочного ила, размер обломков достигает 0,3—0,5 *м*. Здесь же находится значительное количество обломков верхнемеловых пород: аргиллитов, алевролитов, песчаников, карбонатных конкреций. В единичных находках встречены углефицированные растительные остатки, обломки раковин, аммонитов, щетки белого и черного кальцита, иногда с вкрапленностью пирита. Степень водонасыщения обломков сопочной брекчии достигала 35—60%. Ширина этой зоны непостоянна и изменяется от 2 до 20 *м*, в остальной части грязевого поля она перекрыта образованиями второго этапа выброса вулканических продуктов. Средняя зона отличается размерами сопочной брекчии, не превышающими 0,1—0,15 *м*, и меньшим количеством обломков верхнемеловых пород. Эпицентральная зона скорее выделяется своим внешним видом, чем размерами обломочного материала. Для нее характерны концентрические борозды, возникшие при отжиме грязи ее новыми порциями, поступавшими из жерла. Размеры зоны около 15—20 *м*. В ее пределах расположено более десятка грязевых ванн и несколько небольших грифонов, выделяющих жидкую грязь с «выхлопами» газа. Брекчированный характер образований сохраняется на гребне борозд и грифонов и полностью исчезает по направлению к грязевым ваннам. Отложения в этих местах более напо-

http://jurassic.ru/

минают густой грязевой раствор с водонасыщением около 80—90%. Выделение газа из грифонов происходило небольшими порциями через 15—20-минутный интервал, объемы «выхлопов» достигали 1 $м^3$. Газ горит синеватым пламенем с желтоватым оттенком. В отдельных грязевых ваннах в местах выхода пузырьков газа остаются маслянистые пятна черного цвета.

Состав обломков пород, захваченных грязевым субстратом при движении в жерле вулкана, представляет собой полный набор литотипов пород, характерных для быковской свиты верхнего мела.

Грязевой вулкан Восточный расположен в 2,5 *км* юго-западнее пос. Восточного, на небольшой возвышенности. Здесь расположены четыре участка размером 4 × 4 *м*, лишенных растительного покрова, на которых выступают газ, жидкая грязь и вода. Пульсация газа происходит более или менее равномерно через каждые 20—25 *мин*. При поднесении спички газ загорается. Грязевые вулканы Пугачевской группы — Малый Северный и Малый Южный — на поверхности выделяют в небольших количествах жидкую грязь и газ.

Рассмотренные грязевые вулканы Южного Сахалина, по классификации М. К. Калинко, относятся к шугинскому типу, т. е. к вулканам с периодическими извержениями и непрерывным выделением грязи, газа, воды в промежутках между извержениями. Все они расположены в зоне распространения меловых отложений, вблизи линий крупных тектонических нарушений.

Дагинский грязевой вулкан расположен в 8 *км* южнее устья р. Даги, в районе Дагинского залива. В пределах грязевого вулкана проявляются несколько грифонов вулкана и множество горячих источников.

Н. Д. Цитенко (Цитенко, 1961) указывает предположительно на наличие зоны разрывов, с которыми и связано поступление из недр на дневную поверхность горячих вод и углеводородных газов. Здесь в ряде небольших грифонов наблюдается выделение жидкой грязи и газа, состоящего преимущественно из метана. Бурых грязевулканических извержений этого вулкана не наблюдалось, а происходит постепенное выделение газа, воды и жидкой грязи из многочисленных источников. Исследованиями Н. Д. Цитенко в этом районе установлены в источниках разные типы вод — гидрокарбонатно-натриевый, хлоркальциевый и хлормагниевый. Надо полагать, что на воды источников значительно влияют поверхностные воды залива Даги, и этим затушевывается истинная картина состава вод, поступающих с глубоких горизонтов.

Грязевые вулканы Сахалина выбрасывают на дневную поверхность огромное количество твердых, жидких и газообразных продуктов. Твердые продукты извержения грязевых вулканов представлены сопочной брекчией, состоящей из сопочного ила (переработанная глинистая масса), составляющего более 99% объема, и ничтожного количества обломков песчаников, кальцита, арагонита и др. Иногда в обломках пород встречаются остатки верхнемеловой фауны. Сопочный ил Пугачевского грязевого вулкана представлен довольно однообразной глинистой массой, в которой пелитовая часть составляет 91,3%, а на долю песчано-алевритовой части приходится всего 8,7%. Последняя состоит в основном из минералов легкой фракции (84%), на тяжелую фракцию приходится всего 16%. В составе легкой фракции преобладают полевые шпаты (70%) и кварц (25%). В составе тяжелой фракции преобладает сидерит (95%) (табл. 20).

Песчаники, встречаемые в виде обломков среди глинистой брекчии Пугачевского вулкана, среднезернистые, с поровым цементом сложного состава (глинисто-хлорит-кальцитовый). Зерна хорошо окатаны и

http://jurassic.ru/

отсортированы. Цемент составляет 36,3%. В обломочной части соотношение минералов следующее (в %):

Кварц	8,9
Обломки кремнистых пород	28,1
Калиевый полевой шпат	35,0
Плагиоклазы	21,7
Рудные минералы	1,0
Метаморфические породы	4,3
Хлорит	1,0

З. А. Чернышевской (Чернышевская, 1958) и затем И. М. Сирыком (Сирык, 1968) в выброшенных при извержении песчаниках обнару-

Таблица 20

Тяжелая фракция	Содержание, %	Легкая фракция	Содержание, %
Сидерит	95	Полевые шпаты	70
Марказит	1	Кварц	25
Пирит	Ед. зерна	Мусковит	1
Пироксен	То же	Хлорит	Ед. зерна
Циркон	» »	Биотит	То же
Биотит	» »		
Гематит	» »		
Лимонит	» »		
Мусковит	» »		
Эпидот	» »		
Ильменит	» »		

жены остатки аммонитов, характерных для низов быковской свиты, что указывает на позднемеловой возраст продуктов извержения.

Гранулометрическими анализами сопочной брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана установлено, что она также состоит в основном (89,4%) из глинистого материала. Песчано-алевритовая часть составляет в сопочной брекчии всего 10,6%.

По данным В. Н. Шилова и др. (Шилов и др., 1961), песчано-алевритовая фракция представлена в основном легкими минералами: кварцем (39,8%), полевым шпатом (32,8%), глауконитом (4,9%), обломками кремнистых слюдистых пород и минералов (22%). Тяжелые минералы составляют от 0,4 до 0,6% массы и представлены пиритом и магнетитом — (43,24%); апатитом (22,52%); цирконом (14,41%) гранатом (9,09%), биотитом (3,24%), мусковитом (1,90%), эпидотом (3,17%), турмалином (2,4%).

Химический состав сопочного ила грязевых вулканов (табл. 21) в общем отражает его минеральный состав. Высокое содержание кремнекислоты и низкое содержание глинозема свидетельствуют о том, что глинистые частицы имеют преимущественно монтмориллонитовый состав, для которого отношение кремнезема к глинозему превышает 4,

Таблица 21

Вулкан	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	P_2O_5	SiO_3
Пугачевский (по 3 анал.)	64,40	0,67	15,49	5,50	0,03	1,42	0,16	Не опр.
Южно-Сахалинский (по 6 анал.)	71,84	0,83	16,79	3,47	Следы	1,41	0,06	0,14

http://jurassic.ru/

хотя для гидрослюдистых, каолинитовых и других глин это соотношение не превышает 3.

Данные термического анализа также подтверждают преобладание в сопочном иле глинистых минералов монтмориллонитовой группы.

Жидкие продукты извержения грязевых вулканов представлены главным образом водой, иногда с пленками нефти. Вода, несомненно, играет важную роль в образовании пластических масс сопочной брекчии, причем питание грязевых вулканов происходит за счет подземных вод пластового типа и, вероятно, за счет поверхностных (инфильтрационных) вод.

Воды грязевых вулканов выделяются при грязевулканических извержениях, когда они извергаются (в виде грязи) вместе с твердыми продуктами, постепенно отделяясь (отстаиваясь) от последних, и в виде небольших выделений (до 0,03 *л/сек*) из грифонов между фазами извержений.

По данным анализов химического состава вод грязевых вулканов и пластовых вод нефтяных залежей Северного Сахалина (табл. 22, 23, 24) можно видеть, что в водах как грязевых вулканов, так и нефтяных

Таблица 22

Водопункт	Генетический коэффициент (по В. А. Сулину)					Солевые характеристики вод (по Пальмеру)			
	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Na-Cl}{SO_4}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$	$\frac{SO_4}{Cl}$	$\frac{Ca}{Mg}$	S_1	S_2	A_1	A_2
Нефтяные залежи	16,7	217,0	—	0,004	0,94	58,26	—	38,94	2,80
Грязевой вулкан Восточный	3,60	703,60	—	0,003	0,85	27,00	—	75,20	2,80
Грязевой вулкан Южно-Сахалинский	2,32	172,50	—	0,004	2,28	41,40	—	54,20	4,40
Грязевой вулкан Пугачёвский	2,30	3,89	—	0,33	0,24	48,30	—	55,30	16,40
Грязевые вулканы	2,40	7,56	—	0,18	0,44	43,44	—	46,88	9,68
Сероводородные источники:									
в меловых отложениях	2,73	2,88	—	0,60	4,00	41,70	—	29,56	28,74
в отложениях мачигарского горизонта	2,03	0,81	—	1,26	3,08	41,56	4,76	—	53,68
в отложениях холмского горизонта	3,02	2,07	—	1,00	1,51	39,70	—	21,46	38,84
Пресные источники	2,25	1,06	—	20,22	2,10	76,40	—	4,56	19,04
Озера	28,82	1,01	—	20,50	0,92	82,04	—	0,94	17,02
Реки	2,64	0,93	—	1,69	1,35	77,48	1,30	—	21,22
Охотское море	0,69	—	0,87	0,28	0,61	54,88	44,24	—	0,88

пластов месторождений Северного Сахалина очень много общих черт. Эти воды имеют повышенную минерализацию (340,0—28006,0 *мг/л*), в то время как воды рек района имеют минерализацию 106,4 *мг/л*, а в пресных источниках, выходящих из коренных пород мелового возраста, она составляет всего 91,4 *мг/л*. Среди катионов щелочи ($Na^+ + K^+$) составляют 44,16%-экв. Содержание Ca^{2+} колеблется от 0,65 до 4,15%-экв. Анионы представлены в большей степени гидрокарбонатами (56,56%-экв) и хлоридами (36,6%-экв). Содержание сульфатов не превышает 7,0%-экв. Доминирующее значение имеют бикарбонаты и карбонаты щелочей, и поэтому формула Пальмера получает вид $A_1S_1A_2$,

http://jurassic.ru/

Таблица 23

Место отбора пробы	По В. А. Сулину					По Пальмеру			
	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Na-Cl}{SO_4}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$	$\frac{SO_4}{Cl}$	$\frac{Ca}{Mg}$	S_1, первая соленость	S_2, вторая соленость	A_1, первая щелочность	A_2, вторая щелочность
Вулкан Восточный . . .	3,6	703,0	—	0,003	0,85	27,00	—	75,20	2,80
Вулкан Пугачевский									
проба № 1 . . .	3,95	16,57	—	0,11	0,32	26,6	—	68,2	5,20
проба № 2 . . .	2,27	2,67	—	0,47	0,28	59,10	—	31,70	9,2
проба № 3 . . .	2,38	3,27	—	0,5	0,3	49,30	—	33,20	17,6
проба № 4 . . .	1,89	1,9	—	0,47	0,2	39,70	—	11,4	48,90
проба № 5 . . .	1,79	3,7	—	0,2	1,0	67,40	—	31,60	1,0
Среднее	2,30	3,89	—	0,33	0,24	48,30	—	35,30	16,40
Вулкан Южно-Сахалинский									
проба № 1 . . .	2,14	902,6	—	0,002	1,84	44,50	—	50,60	4,90
проба № 2 . . .	2,31	314,1	—	0,004	1,21	41,60	—	54,00	4,40
проба № 3 . . .	2,56	190,3	—	0,008	10,63	37,80	—	58,30	3,90
Среднее	2,32	172,5	—	0,004	2,28	41,40	—	54,20	4,40
Среднее из 9 проб . . .	2,40	7,56	—	0,18	0,44	43,44	—	46,88	9,68

а генетические коэффициенты В. А. Сулина позволяют отнести их к гидрокарбонатно-натриевому типу. В рассматриваемых водах грязевых вулканов и нефтеносных горизонтов присутствуют такие микроэлементы, как йод, бром и др. (в Пугачевском — 103,5 *мг/л*, а в Восточном — 288 *мг/л*). Характерным для вод грязевых вулканов, как и нефтяных месторождений, является бедность их сульфатами. Содержание сульфатов в них колеблется от 0,05 до 1,3%-экв. Все это говорит о близости условий образования вод грязевых вулканов и вод нефтяных горизонтов Северного Сахалина. Температура воды грязевых вулканов в период покоя (в грифонах у выхода на дневную поверхность) не превышает 16° С, повышаясь во время извержения до 28—32° С. Это указывает на проникновение вод с глубоких горизонтов на дневную поверхность во время грязевулканических извержений.

Газы грязевых вулканов являются одним из основных продуктов их деятельности. Особенно большие выходы горючего газа отмечены при извержении грязевых вулканов. Однако выделение газа происходит не только при извержении вулканов, но и в период их покоя из многочисленных грифонов, образующихся после извержения. О большой силе газовых выбросов при грязевулканических извержениях говорят следующие данные. При извержении Пугачевского грязевого вулкана 25 сентября 1961 г. силой газа образована полоса шириной 10 *м* и длиной до 150 *м*, на которой даже в 120 *м* от кратера вулкана трава наклонена к земле, а на части полосы вырвана с корнем и отброшена. Куски густой грязи весом до 10 *кг* перенесены на расстояние более 100 *м*. Из массива свежевыброшенной грязи на пятый день после извержения (а также из многочисленных грифонов) продолжалось выделение большого количества газа. Летом 1962 г. во время повторного обследования этого вулкана на грязевом поле вулкана продолжали действовать многочисленные грифоны, слабо выбрасывая жидкую грязь и газ.

http://jurassic.ru/

Таблица 24

Место отбора пробы	Единица измерения	Общая минерализация	$Na^{+}+K^{+}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Сумма катионов	Cl	SO_4	HCO_3	Сумма анионов
Вулкан Восточный	*мг/л*	1 082,3	3137,2	37,2	26,6	3201,0	1340,4	6,6	6 254,3	7 601,3
	мг/экв		136,42	1,86	2,19	140,47	37,8	0,14	102,58	140,47
	%-экв		48,60	0,63	0,75	50,00	13,45	0,05	36,5	50,00
Вулкан Пугачевский	*мг/л*	3 632,1	905,2	14,6	27,4	947,2	496,4	73,7	2 114,8	2 684,9
	мг/экв		39,36	0,73	2,25	4,34	14,0	1,53	42,79	58,32
	%-экв		47,40	0,65	1,95	50,00	12,00	1,30	36,70	50,00
	мг/л	837,3	250,2	4,8	10,5	265,5	170,2	109,7	291,9	571,8
	мг/экв		10,88	0,24	0,86	11,98	4,8	2,28	4,9	11,98
	%-экв		45,50	1,00	3,60	50,00	20,05	9,50	20,45	50,00
	мг/л	377,4	13,4	5,6	11,3	3,0	85,1	48,8	235,5	347,4
	мг/экв		5,7	0,28	0,93	6,91	2,4	1,01	3,5	6,91
	%-экв		41,25	2,05	6,70	50,00	17,35	7,30	25,3	50,00
	мг/л	340,7	56,6	8,0	23,7	88,3	46,1	29,4	176,9	252,4
	мг/экв		2,46	0,40	1,95	4,81	1,3	0,61	2,9	4,81
	%-экв		25,55	4,15	20,30	50,00	13,56	6,35	30,15	50,00
	мг/л	2676/11	892,9	3,8	2,31	899,01	769,8	222,2	785,1	77,1
	мг/экв		38,84	0,19	0,19	39,22	27,72	4,63	12,87	39,22
	%-экв		49,50	0,25	0,25	50,00	27,7	5,95	16,35	50,00
Среднее	*%-экв*		41,80	1,62	6,58	50,00	18,12	6,08	25,79	50,00
Вулкан Южно-Сахалинский	*мг/л*	15 477,1	4680,0	136,3	45,0	4861,3	3370,0	5,8	7 240,0	10 615,9
	мг/экв		203,35	6,8	3,7	213,85	95,04	0,12	118,69	213,85
	%-экв		47,55	1,60	0,85	50,00	22,00	0,05	27,75	50,00
То же	*мг/л*	21 281,4	6370,0	140,0	70,0	6580,0	4250,0	21,4	10 330,0	14 601,4
	мг/экв		276,91	6,99	5,76	289,66	119,86	0,50	169,30	289,66
	%-экв		47,80	1,20	1,00	50,00	20,70	0,10	29,20	50,00
»	*мг/л*	28 006,8	8338,6	276,5	15,0	8621,7	5020,0	55,9	14 300,2	19 385,1
	мг/экв		362,38	13,60	1,28	377,26	141,6	1,16	234,5	377,26
	%-экв		48,05	1,80	0,15	50,00	18,75	0,15	31,10	50,00
Среднее	*%-экв*		47,8	1,53	0,67	50,00	20,55	0,10	29,35	50,00
Среднее из 9 проб	*%-экв*		44,16	1,48	3,36	50,00	18,30	3,42	28,28	50,00

http://jurassic.ru/

Состав газа из Пугачевского грязевого вулкана приведен в табл. 25. Систематическое выделение горючего газа происходит также из грязевого вулкана Восточный, расположенного в 6 *км* к северу от Пугачевского грязевого вулкана.

Таблица 25

Место и дата отбора проб газа	CH_4	CO_2	O_2	N_2 (по разности)
Лужа у окраины изверженной массы, 27/IX 1961 г.	64,2	10,4	1,8	23,6
Окраина изверженной глинистой массы, 27/IX 1961 г.	78,5	6,4	0,8	14,3
Грифон грязевого вулкана, 29/IX 1962 г.	83,0	12,7	0,1	5,2
Трещина на границе излившейся грязи, 29/IX 1962 г.	83,0	12,7	0,3	4,0
Грифон, 29/IX 1962 г.	78,6	21,4	0,8	0,2
Грифон, 1/IX 1952 г.*	70,6	21,4	0,8	7,2
Центральная часть вулкана, 17/VIII 1943 г.**	63,7	27,2	0,3	8,8
То же	68,8	24,4	0,5	6,3
» »	69,6	26,9	0,2	3,3
» »	71,3	25,8	0,2	2,7

* По данным З. А. Чернышевской (1952).
** По данным проф. Торминага (университет о. Хоккайдо).

При обследовании этого вулкана в октябре 1963 г. грязь из вулкана пульсировала с интервалами 20—25 минут. При каждой пульсации выделялось до 1 *л* газа, не имеющего запаха, а при поджигании воспламенявшегося и слабо горевшего желтым пламенем. Результаты анализа компонентного состава этого газа показаны в табл. 26.

Таблица 26

Место и дата отбора	CH_4	C_2H_4	CO_2	O_2	N_2
Грязевый вулкан Восточный, 1/X 1963 г.	60,4	0,03	24,19	2,39	12,99
То же	66,1	0,03	24,20	2,38	7,29
» »	66,0	0,03	24,20	2,38	7,39
» »	62,1	0,03	24,45	3,0	9,42
» »	61,3	0,03	25,55	3,0	10,22

Как видно из приведенных данных, газы Пугачевской группы грязевых вулканов состоят в основном из метана с небольшим количеством углекислоты, а в газах грязевого вулкана Восточный помимо метана присутствует этан, что указывает на их нефтяную природу и сходство с компонентным составом газов грязевых вулканов нефтяных районов Азербайджана, Кубани и Керченского полуострова.

Исключительно большое выделение горючего газа наблюдалось при извержении Южно-Сахалинского грязевого вулкана 20 марта 1959 г. Силой газа выброшено несколько сот кубических метров глинистой брекчии, а деревья, расположенные вблизи кратера вулкана, оказались совершенно лишенными ветвей. После этого извержения из центрального конуса длительное время интенсивно выделялся газ, причем газ стал выделяться и в других местах на сопочном поле. В. Н. Шилов и др.

http://jurassic.ru/

(Шилов и др., 1961), непосредственно наблюдавшие газовые выходы, пишут: «В трех местах... происходило бурное выделение сопочных газов. Брызги сопочного ила, возникавшие при разрушении газовых пузырей, достигали высоты 20—30 *см* и даже 50 *см*. В полдень этого же дня выделение газов из южной грязевой ванны стало наиболее бурным: газовые пузыри диаметром 15—20 *см* поднимались так быстро, что брызги грязи от разрушения непрерывно находились в воздухе в виде небольшого фонтана». Дальше авторы указывают, что «...в центральном конусе выделение газа происходило непрерывно и равномерно. Отчетливый свист, сопровождавший это явление, свидетельствовал о том, что внутри газ находился под повышенным давлением». Газ, выходящий из вулкана, был подожжен, интенсивно горел желтоватым пламенем, и выход его не прекращался около суток.

Анализы газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, приведенные в табл. 27, показывают, что они состоят в основном из метана и

Таблица 27

Номер пробы	Место взятия пробы	Время отбора	Компоненты, объемн. %			
			CH_4	CO_2	O_2	N_2+редкие
1, 3, 4	Южная, северная и северо-западная ванны	Март 1959 г. 21,22	46,9	41,9	2,2	9,0
2	Южная ванна	22	34,7	54,8	2,4	8,1
5	То же	23	37,7	59,8	0,9	1,6
8	» »	23	42,3	53,6	0,9	3,2
10	» »	23	40,4	54,2	1,4	4,0
6	Северо-западная ванна	23	29,3	67,5	1,2	2,0
9	То же	23	28,0	70,0	0,5	1,5
11	Юго-западные ванны	24	45,0	48,5	1,3	5,2
15	То же	24	42,6	49,4	1,2	6,8

углекислоты. При этом содержание углекислоты в некоторых пробах достигает значительной величины. По данным Н. Д. Цитенко, газы Дагинского грязевого вулкана содержат CH_4 86,90%, CO_2 0,80%, H_2 0,03%, O_2 0,50% и N_2 11,67%.

При грязевулканических извержениях наблюдались нефтепроявления. Так, при извержении Южно-Сахалинского грязевого вулкана 20 марта 1959 г. в местах выделения газа отмечались признаки нефти. В. Н. Шилов и др. (Шилов и др., 1961) при описании извержения вулкана указывали, что «... в местах спокойного выделения газов на поверхности сопочного ила можно было наблюдать образование тонкой пленки маслянистой жидкости». Такое явление встречалось также и при выделении газов из Пугачевского грязевого вулкана во время его извержения 25 сентября 1961 г. и 31 августа 1967 г., когда на месте лопнувших пузырьков газа были видны иризирующие пленки нефти. Как видно, газы грязевых вулканов состоят в основном из метана и углекислоты с примесью азота и небольшого количества тяжелых углеводородов. По составу они сходны с газами нефтяных и газовых месторождений Северного Сахалина, а также с газами грязевых вулканов нефтяных районов Кавказа и Крыма.

Несмотря на большое количество работ, посвященных грязевым вулканам, все же до настоящего времени вопрос о их происхождении пока еще окончательно не выяснен. Наиболее детально изучены проявления грязевого вулканизма в районах южного и северного склонов Кавказского хребта и Крыма. Хотя этому вопросу посвящено множество

http://jurassic.ru/

работ, однако взгляды на генезис грязевых вулканов были и до некоторой степени остаются в настоящее время неоднозначными.

Несомненно, что выяснение генезиса грязевых вулканов является наиболее важным вопросом в познании процессов, происходящих в районах, перспективных на нефть и газ.

На Сахалине в местах проявления грязевых вулканов на дневную поверхность выходят глинистые образования, способные создать глинистые брекчии, которые преграждают путь проникающим газам, а мощные периодические газовые выбросы указывают на присутствие в недрах газовых скоплений. Геологическое строение районов характеризуется интенсивным развитием дизъюнктивных дислокаций (разломов) и трещиноватости пород, создающих благоприятные условия для миграции нефти, газа и воды. Периодические извержения грязевых вулканов свидетельствуют о наличии постоянных притоков с больших глубин газов, создающих в верхних слоях довольно мощные скопления с аномально высоким пластовым давлением.

Автор придерживается взглядов И. М. Губкина, С. Ф. Федорова, М. К. Калинко и др. на генезис грязевых вулканов и считает, что углеводороды, образующие нефтяные и газовые залежи, поступают из осадочных песчано-глинистых образований, а тектонические нарушения и трещиноватость пород служат благоприятными путями для их миграции. Часто эти углеводороды наблюдаются на поверхности в виде нефтяных и газовых выходов или извержений грязевых вулканов.

Так как Сахалин является сейсмически активной областью, мы попытались проанализировать связь землетрясений с деятельностью грязевых вулканов. При детальном просмотре сейсмограмм за 1959—1961 гг., любезно предоставленных С. Л. Соловьевым и М. Д. Ферчевым, установлено, что в эти годы землетрясений на острове произошло сравнительно мало (всего 28), а с магнитудой более 3 — около 9 землетрясений.

Как было указано выше, извержения грязевых вулканов на Сахалине в эти годы произошли 20 марта 1959 г. и 25 сентября 1961 г. При сопоставлении этих данных становится очевидным, что во время грязевулканических извержений землетрясений на Сахалине не было.

Судя по времени начала землетрясений и грязевулканических извержений, также отсутствует какая бы то ни было связь начала извержений грязевых вулканов с землетрясениями 1959 и 1961 гг. Все же мы считаем, что землетрясения могут оказывать влияние на ускорение начала проявлений извержений, ослабляя зоны продвижения газов к поверхности — трещины, по которым мигрирует газ, и при этом резко увеличивая давление на глинистые закупорки каналов (кратеров) грязевых вулканов.

Приведенные данные о характере извержений грязевых вулканов на Сахалине достаточно убедительно говорят, что своим происхождением грязевые вулканы обязаны газам, залежи которых находятся на небольших глубинах и по многочисленным трещинам зон нарушений проникают в верхние слои.

Таким образом, грязевые вулканы Сахалина, очевидно, являются вероятными спутниками нефтяных и газовых залежей в недрах рассматриваемого района.

В последние годы рядом исследователей отводится главенствующая роль в деятельности грязевых вулканов глубинным разломам и связанным с ними вулканам, извергающим магматические расплавы. Нам трудно согласиться с такого рода утверждениями. Следует заметить, что не все грязевые вулканы расположены на глубинных разломах зем-

http://jurassic.ru/

ной коры и даже в зонах дизъюнктивных нарушений. Н. А. Кудрявцев, ссылаясь на работы Л. Ф. Кратковского (Кратковский, 1960), В. Н. Шилова и др. (Шилов и др., 1961), доказывает генетическую близость грязевых и лавовых вулканов Сахалина «сменой углеводородных газов вскоре после извержения на углекислоту» *.

Данные химических анализов, приведенных В. Н. Шиловым и др., на которые ссылается Н. А. Кудрявцев, не подтверждают смены углеводородных газов углекислотой в Южно-Сахалинском грязевом вулкане. В 1962 г. из грифонов этого грязевого вулкана повторно был отобран газ. Анализ химического состава газа показал наличие в нем 64,3% метана, 28,6% углекислоты и 7,1% азота. Многочисленные анализы газов Пугачевского грязевого вулкана также указывают на его метановый состав. Данные о газах из грязевых вулканов Камчатки и Японии не устанавливают в них генетического родства.

Нам представляется, что газы лавовых вулканов рождаются в магматическом очаге, в то время как газы грязевых вулканов, развитых в нефтяных районах страны, в том числе и на Сахалине, — в скопившихся в толще осадочных образований залежах. Таким образом, площади развития грязевых вулканов являются весьма перспективными в смысле обнаружения в их недрах газовых, а возможно, и нефтяных залежей.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Грязевые вулканы рассматриваемого района приурочены к зоне тектонических нарушений, в пределах которой наблюдаются сильная перемятость пород и брекчии трения.

2. Одним из основных факторов действия грязевых вулканов является скопление в недрах газов с аномально высоким пластовым давлением, которые постепенно проникают по тектоническим нарушениям и трещинам, скапливаются в пористых и трещиноватых объектах верхних слоев. Периодичность грязевулканических извержений зависит прежде всего от интенсивности притока газа из глубоких горизонтов, наличия пористых объектов в верхних слоях и состояния на поверхности глинистых брекчий (пробок), создающих противодавление скапливающимся в верхних слоях газам.

3. Газы грязевых вулканов по своему составу являются преимущественно метановыми и не отличаются от газов нефтяных и газовых месторождений Сахалина и грязевых вулканов нефтяных районов СССР.

4. Состав газов грязевых вулканов Сахалина и лавовых вулканов Курильских островов, Камчатки и Японии указывает на отсутствие генетической связи между ними.

5. При грязевулканических извержениях в южной части Сахалина наблюдаются нефтепроявления в виде пленок нефти на сопочной грязи в местах выходов газа, что говорит о связи грязевых вулканов с возможными нефтяными залежами в недрах.

6. В ряде районов страны на площадях грязевулканических проявлений открыты нефтяные и газовые залежи. Эти данные подтверждают генетическую связь грязевых вулканов с залежами нефти и газа.

7. Источник углеводородных газов, проявляющихся при извержении грязевых вулканов, следует искать в песчано-глинистых образованиях осадочной толщи, а не в магматических породах.

8. Извержения грязевых вулканов в 1959—1967 гг. на юге Сахалина не имели связи с происходившими здесь землетрясениями.

---

* Речь идет об извержении Южно-Сахалинского грязевого вулкана 20 марта 1959 г.

http://jurassic.ru/

9. Воды грязевых вулканов являются минерализованными, гидрокарбонатно-натриевого типа, сходными с пластовыми водами нефтяных месторождений Северного Сахалина, т. е. они являются типичными водами нефтяных месторождений.

10. Изучение грязевых вулканов Сахалина подтверждает сделанные ранее выводы И. М. Губкина, С. Ф. Федорова, А. Я. Якубова, М. К. Калинко и других о связи грязевых вулканов с нефтяными и газовыми месторождениями и о необходимости вовлечения районов грязевулканических проявлений в разведку на нефть и газ. Районы, прилегающие к грязевым вулканам, должны стать первоочередными объектами для поисков и разведки залежей нефти и природного газа.

http://jurassic.ru/

Глава VIII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Среди районов Дальнего Востока Сахалин еще совсем недавно оставался одним из наименее изученных в геоморфологическом отношении. Лишь за последние 10—15 лет здесь были проведены значительные геоморфологические исследования, позволившие выявить влияние плейстоценовых оледенений, трансгрессий и эрозионной деятельности на формирование и историю развития рельефа острова.

Геоморфологические исследования на Сахалине проводились силами ВСЕГЕИ (Г. С. Ганешин, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев), Сахалинского геологического управления (В. Г. Беспалый, Ю. М. Ковтунович, Г. В. Полунин, Ю. Н. Тарасевич и др.), Главного гидрогеологического управления (С. М. Александров, Г. С. Ведерников, А. А. Трепалина и др.) и ВНИГРИ (С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Безюк и др.). В последние годы вопросами геоморфологии Сахалина начал заниматься Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР.

Исследования показали, что Сахалин является объектом для решения важнейших вопросов геоморфологического развития всего Дальнего Востока:

а) выяснения роли новейшей тектоники в формировании рельефа и изучении типа тектонических структур,

б) определения границ распространения четвертичных трансгрессий,

в) рельефообразующего значения плейстоценового оледенения.

Зависимость рельефа от особенностей геологического строения и тектоники. Основные черты рельефа острова, распределение главнейших элементов его орографии находятся в самой тесной связи с тектонической структурой острова. В вытянутой форме острова и близком к меридиональному направлении большинства горных гряд и межгорных понижений находят отражение складчатые и разрывные дислокации различного возраста. Так, например, Западно-Сахалинские горы в общем соответствуют Западно-Сахалинскому антиклинорию, к ядру которого приурочены сильно дислоцированные меловые песчаники и алевролиты, а к крыльям — осадки палеогена и неогена. Восточно-Сахалинским горам также отвечает антиклинорий, образованный в осевой части палеозойскими и мезозойскими сильно дислоцированными и метаморфизованными кремнистыми и песчано-глинистыми сланцами, песчаниками, а также меловыми породами. Меридионально вытянутая в средней части острова Тымь-Поронайская депрессия, выполненная в основном неогеновыми и четвертичными отложениями, в тектоническом отношении является синклинальной зоной, или синклинорием (рис. 61).

При более детальном изучении горных районов выявляются более сложные взаимоотношения между элементами рельефа и особенностями складчатых и разрывных структур. На Сахалине многочисленны при-

http://jurassic.ru/

меры прямого выражения структур в форме антиклинальных возвышенностей, синклинальных прогибов, сбросовых уступов и т. п. Особенно четко такая зависимость проявляется на Северном Сахалине, где на продолжении Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор расположены меридионально вытянутые горные гряды, представляющие собой растущие антиклинальные возвышенности. В наиболее приподнятых частях эти гряды глубоко расчленены и составляющие их элементы обыкновенно связаны с проявлением селективной денудации. К северу гряды понижаются и их форма в большей степени соответствует складчатым деформациям, что подтверждается не только геоморфологическими данными, но и геофизическими работами и бурением (Соломатина, 1963).

В Западно-Сахалинских горах, для которых чрезвычайно харак-

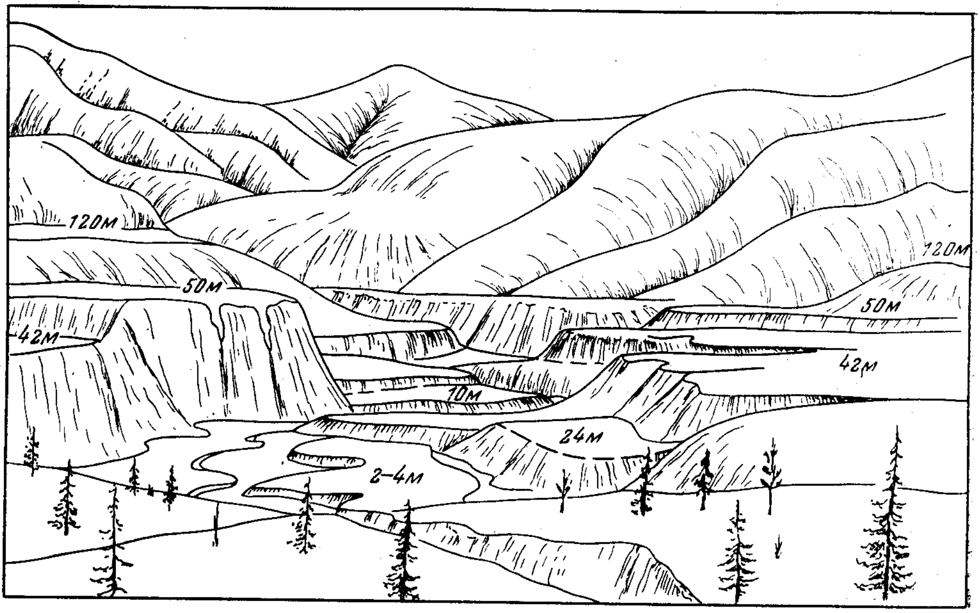


Рис. 61. Общий вид средней части Тымь-Поронайской депрессии. Рис. Г. С. Ганешина

терна четкая зависимость направления орографических элементов от простирания складчатых структур, полного соответствия структурных форм формам рельефа, однако, не наблюдается. Такая зависимость проявляется только в общем виде, примерами чего может служить совпадение южного окончания Камышевого хребта с антиклинальной складкой, в которую собраны верхнемеловые и палеогеновые породы, а также Южно-Камышевый хребет к югу от горы Бамбуковой. В Восточно-Сахалинских горах и Сусунайском хребте рельефообразующая роль складчатых структур выражена значительно слабее, и определяющей здесь является сложная система дизъюнктивных дислокаций.

Многие особенности складчатых структур находят выражение в рельефе благодаря различной устойчивости горных пород и процессам денудации. Примеры структурно-денудационных форм рельефа весьма многочисленны в Западно-Сахалинских горах, где резко выраженные положительные формы рельефа, как правило, связаны со стойкими породами (песчаники, плотные конгломераты, окремнелые алевролиты); на слабо уплотненных породах (пески, слабо уплотненные песчаники, аргиллиты) — понижения и пологоволнистые формы. Онорский хребет

http://jurassic.ru/

образован устойчивыми к разрушению песчаниками и гравелитами побединской свиты, а Поронайская цепь — гравелитами, песчаниками и конгломератами верблюжегорской свиты. Понижения между ними приурочены к полям развития легко размываемых аргиллитов нижней подсвиты быковской свиты, или тымовской свиты. Значительная часть Северо-Камышевого хребта образована плотно сцементированными песчаниками верхнедуйской свиты, а окружающие хребет понижения — глинами, песками и аргиллитами сертунайской, окобыкайской и курасийской свит миоцена.

Горные гряды в бассейне р. Томаринки и центральная часть Южно-Камышевого хребта образованы выходами устойчивых к разрушению конгломератов и песчаников каменской и нижнедуйской свит. Значительная часть Бамбукового хребта сложена туфогенными песчаниками и конгломератами нижнемиоценовой аракайской свиты. В большинстве из приведенных примеров литоморфная предопределенность рельефа проявляется согласно или частично согласно с древними складчатыми структурами. Однако в Западно-Сахалинских горах имеются прекрасные примеры инверсионных форм. К ним относится крупное межгрядовое понижение к северу от перешейка Поясок в бассейнах рек Пугачевки, Лазовой и Аракса, возникшее на месте размытого свода антиклинали, образованного песчаниками краснояркoвской свиты, в полосе развития аргиллитов быковской свиты. Сохранившиеся от размыва песчаники образуют здесь куэсту, круто падающую на восток и отвечающую водораздельной части Камышевого хребта.

В Восточно-Сахалинских горах, где широким распространением пользуются глубокометаморфизованные толщи палеозоя и мезозоя, литоморфный фактор играет подчиненную роль и поэтому элементы древней складчатой структуры проявляются слабо. Для Восточно-Сахалинских гор, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов характерна массивность очертаний и господство аструктурных склонов.

Очень четкая зависимость между рельефом и устойчивостью горных пород к денудации наблюдается на п-ове Шмидта, где полям распространения глин, диатомитов, аргиллитов и песков отвечают понижения рельефа, а песчаникам и окремненным аргиллитам пильской свиты и кремнистым породам верхнего мела — возвышенности.

По-разному проявляются в рельефе эффузивные и интрузивные тела. В том случае, если эффузивные породы переработаны складчатыми процессами и входят в геологический разрез вместе с осадочными породами, они предопределяют ступенчатость склонов или выступают в виде изолированных останцов. Молодым эффузивным покровам отвечают платообразные формы рельефа, прекрасно развитые в районе мыса Ламанон. Здесь плиоцен-четвертичными лавами занято обширное пространство, представляющее собой плато, постепенно снижающееся в направлении моря от 800 до 300 *м*. Над поверхностью плато поднимается несколько вершин правильной конической формы (горы Ичара, Краснова, Орлова, Лопатина и др.), имеющие высоту около 1000 *м* и представляющие собой дацитовые экструзии, генетически связанные с разломами северо-западного и широтного простираний. Характерное выражение в рельефе получают интрузивные комплексы. По мнению В. В. Соловьева, возраст и состав интрузивных тел и особенности их внутреннего строения оказывают решающее влияние на процессы денудации и образование того или иного типа рельефа.

При прочих равных условиях на первой стадии денудационной препарировки интрузивный массив выступает в рельефе как положительная форма. Вторая стадия характеризуется уничтожением приконтактовой брони, снижением и расчленением единой до того момента поло-

http://jurassic.ru/

жительной формы рельефа. На третьем этапе выступают очень резко литоморфные различия, четко выделяются экзо- и эндоконтактовые гряды, разделяющие их приконтактовые ложбины и центральное понижение (Бойцов и Соловьев, 1969). На Сахалине, по В. В. Соловьеву, развит денудационно-литоморфный рельеф на интрузиях, находящийся в первой и второй стадиях своего развития, причем для Западно-Сахалинских гор типична только первая стадия, а для Восточно-Сахалинских — только вторая. Это обстоятельство убедительно свидетельствует о более раннем начале развития горного рельефа на востоке острова и о его более глубоком денудационном срезе.

В Западно-Сахалинских горах отпрепарированные интрузии выступают в виде изолированных крутосклонных форм, относительные превышения которых могут достигать нескольких сотен метров. Это штоки и лакколиты щелочных пород мысов Корсакова и Воздвижения, выходы миоценовых диоритов в междуречье Нитуя и Марковки, в районе гор Спамберг, Минской и др.

В Восточно-Сахалинских горах палеогеновые гранитные интрузии, располагающиеся на междуречье Пороная и Лангери, срезаются денудационной поверхностью под один уровень с окружающим рельефом. Центральные части интрузий образуют небольшие останцовые возвышенности, поднимающиеся всего на несколько десятков метров над денудационным уровнем. Местами наблюдается обособление от центральной части интрузии экзоконтактовой гряды. Сходный рельеф имеют интрузии серпентинитов, диоритов и гранодиоритов. Подобная картина наблюдается также в Сусунайском и Тонино-Анивском хребтах.

Все исследователи Сахалина придают большое рельефообразующее значение разрывным дислокациям. По мнению Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого, основные очертания острова, а также отдельные крупные элементы орографии определяются сбросовыми дислокациями конца плиоценовой эпохи. Последующее геологическое изучение острова в общем подтвердило это предположение. По мнению Е. М. Смехова (Смехов, 1953), восточная граница Тымь-Поронайской и Сусунайской равнин обусловлена региональным надвигом.

Поперечные и диагональные разрывы оказали весьма существенное влияние на формирование не основных морфоструктур, а отдельных их элементов (отдельных горных гряд и внутригорных впадин), а также в значительной степени определили конфигурацию современной гидрографической сети.

Придавая большое значение разрывным дислокациям в формировании рельефа Сахалина, следует, однако, учитывать, что современные западные и восточные берега не совпадают с крупными продольными тектоническими разрывами, определившими контуры острова. Объясняется это тем, что со времени образования острова в результате интенсивных абразионных процессов были уничтожены значительные участки на побережье, возникла широкая полоса материковой отмели. Наблюдаемые совпадения направления береговой линии и простирания тектонических разрывов поэтому не всегда следует объяснять активной ролью дизъюнктивной тектоники, а рассматривать как результат препарировки абразией древних тектонических нарушений.

Строение речных долин. Сахалин характеризуется густой, крайне разветвленной речной сетью, имеющей сложное строение с чередованием продольных и поперечных участков долин. Такое коленчатое строение типично как для крупных рек, так и для их притоков. Так, например, самая значительная река острова Тымь в верховьях течет на юг в продольной, почти меридиональной долине, затем круто поворачивает на запад и, выходя в Тымь-Поронайскую депрессию, меняет направ-

http://jurassic.ru/

ление на обратное и течет на протяжении более 150 *км* сначала на север, а в низовьях на северо-восток.

Более простым строением отличается вторая по величине река острова Поронай, имеющая в верховьях широтную долину, круто поворачивающую в пределах Тымь-Поронайской депрессии на юг. Такое направление река сохраняет до самого устья.

Крайне сложное коленчатое строение имеют очень многие реки Западно-Сахалинских гор: Углегорка, Орловка, Онорка, Макаровка и др. Для этих рек характерно то, что в верховьях они нередко имеют продольные долины, затем при пересечении меридионально вытянутых горных гряд они неоднократно круто меняют свое направление и заканчиваются прорывными участками. Такие участки имеют долины рек Хандасы, Онор, Борисовки, Макаровки, Орловки, Ельной, Буюклинки, Леонидовки, Гастелловки и многих других, впадающих в р. Поронай и залив Терпения. Некоторые из них (Орловка, Ельная, Буюклинка) имеют по два прорывных участка, а реки Онорка, Макаровка — значительно больше.

Многие реки западного склона Западно-Сахалинских гор также имеют по нескольку прорывных участков. Таковы небольшие реки, впадающие в Татарский пролив между мысами Жонкьер и Фуругельма, а также реки Пильво, Белкина, Августовка, Черноморка и ряд других. Для рек, стекающих с восточного склона Западно-Сахалинских гор, характерно также, что в низовьях на большом протяжении они текут в почти широтных долинах, пересекающих равнинную Тымь-Поронайскую депрессию.

Речная сеть Восточно-Сахалинских гор построена несколько проще, хотя и здесь наблюдается в долинах чередование продольных и поперечных участков (реки Лангери, Житница, Чамгу и др.). Сравнительно простой рисунок имеют реки Северного Сахалина, направление которых, в общем, перпендикулярно к береговой линии. Только р. Вал, берущая начало в крупном понижении Северного Сахалина, имеет более сложное строение, отражающее сложную историю развития бассейна этой реки.

На юге Сахалина более сложное строение имеет речная сеть Камышевого хребта; со склонов же Сусунайского хребта берут начало небольшие почти прямолинейные реки. Расположенный между хребтами Сусунайский дол дренируется продольными долинами рек Сусуи и Б. Такой.

Отмеченный характер речной сети Сахалина в подавляющем большинстве случаев находит объяснение в особенностях геологического строения и структуры острова. Прежде всего весьма четкая связь устанавливается между складчатыми структурами, сопровождающими их продольными тектоническими разрывами и продольными участками долин рек Западно-Сахалинских гор. Влияние складчатых структур в большинстве случаев выражается не прямо, а косвенно через посредство литолого-петрографических особенностей горных пород, которыми образованы складки. Вследствие этого в развитии речной сети большую роль играет селективная денудация. Можно привести множество примеров, указывающих на приуроченность речных долин к зонам развития менее устойчивых горных пород: р. Орловка выше пос. Ками-Китон, продольный участок долины р. Пилевки, верховья р. Леонидовки и др. В ряде случаев можно говорить о приуроченности продольных долин к крупным тектоническим структурам острова. Ярким примером этого является продольный участок долины Пороная, расположенный у восточного борта Центрально-Сахалинского синклинория,

http://jurassic.ru/

или же р. Тымь в среднем течении, где она следует простиранию той же синклинорной зоны.

Огромную роль в формировании речной сети Сахалина играют тектонические разрывы, образующие густую сеть в Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских горах. Далеко не всегда удается установить возраст этих нарушений и тем более выделить среди них новейшие, возникшие на протяжении четвертичного периода. Но, независимо от этого, сам факт крайне тесной связи конфигурации гидросети с рисунком дизъюнктивных дислокаций несомненен. Так, р. Александровка расположена в узком грабене, ограниченном системой почти меридиональных разломов, диагональный отрезок р. Тымь в ее нижнем течении связан с крупным региональным разломом северо-восточного простирания.

Продольные участки долин, имеющие обычно значительную ширину, характеризуются более сложным строением, чем поперечные. Для них типично развитие комплекса террас с относительной высотой более 100 *м*. Древними наиболее высокими террасами нередко образованы местные сквозные водоразделы. Отмеченные особенности позволяют говорить об относительно древнем, раннечетвертичном возрасте многих продольных долин.

В начале четвертичного периода в условиях значительно менее расчлененного рельефа господствовали продольные, близкие к меридиональным речные артерии, развитие которых шло в соответствии со складчатой структурой острова. Анализируя современное геоморфологическое строение, можно найти многочисленные доказательства существования таких долин как в Западно-Сахалинских, так и в Восточно-Сахалинских горах.

В связи с усилением новейших тектонических поднятий, вызвавших глубокое эрозионное расчленение средней и южной частей острова, произошла существенная перестройка гидросети. Появилась широкая сеть поперечных долин, прорывающих меридиональные горные гряды. Такие прорывные участки долин исследователи относят к типу антецедентных (Алексейчик, Гальцев-Безюк и др., 1963). Действительно, часть долин, несомненно, является антецедентными, но образование большинства прорывных участков можно объяснить регрессивной эрозией и сложным процессом речных перехватов.

Рассмотрим более подробно строение наиболее изученных в геоморфологическом отношении долин рек в различных частях острова.

Речная сеть Северного Сахалина по сравнению с другими частями острова отличается более простым строением. Так, например, долина р. Б. Няван врезана в денудационную равнину высотой 120—160 *м* на глубину 40—50 *м*. Она имеет трапециевидный поперечный профиль. Пойма, сложенная глинистыми песками, достигает в ширину 100 *м*, над поймой поднимаются две террасы (высотой 7 и 12—15 *м*). Бровки этих террас в рельефе выражены хорошо, тыловые швы обыкновенно замаскированы делювиальными шлейфами. Обе террасы скульптурно-аккумулятивные с цоколем из песчано-гравийно-галечниковых отложений, на которых лежит аллювий мощностью до 3 *м*, очень близкий по составу к неогеновым отложениям, но содержащий больший процент галек устойчивых пород и отличающийся меньшей плотностью.

Более сложное строение имеет долина р. Вал. По геоморфологическим особенностям ее можно подразделить на две неравные части. Бóльшая часть, включающая верховья и среднее течение реки, характеризуется развитием многочисленных и очень широких террас. Наиболее высокие из них принадлежат древнему озерному бассейну, остальные сформировались после спуска озера. Нижний отрезок долины р. Вал построен значительно проще. Здесь наблюдаются только низкие

http://jurassic.ru/

террасы, образующие узкую полосу вдоль склонов долины. Уже этих данных достаточно, чтобы сделать вывод о разновозрастности двух частей бассейна р. Вал: о более древнем, по-видимому, среднечетвертичном возрасте большей части и позднечетвертичном — низовьев. Возникает вопрос о направлении стока вод р. Вал в среднеплейстоценовое время. Наиболее вероятно, что нижним отрезком долины древнего Вала являлись низовья небольших рек Хоеска и Аскасай, где широко развиты среднечетвертичные и верхнечетвертичные террасы, а на водоразделе между ними и р. Вал сохранились реликты древней долины.

Очень интересное строение имеют долины рек восточной части Северного Сахалина (Кыдыланьи, Мухто, Паромай, Пильтун, Оссой, Нутово, М. Горомай, Б. Горомай и несколько небольших речек, впадающих в Охотское море к югу от г. Охи). Все эти реки имеют широтное направление. Довольно разветвленные верховья их расположены на восточных пологих склонах увалов, представляющих растущие антиклинальные структуры; в среднем течении они пересекают пониженную зону, занятую поверхностью денудационного выравнивания, затем антецедентно прорезают прибрежные горные гряды и, наконец, вновь до самого моря приобретают равнинный характер. Возникновение антецедентных участков происходило в условиях известного равновесия темпа неотектонического поднятия и скорости эрозионного расчленения.

Иное соотношение этих двух факторов в настоящее время, по-видимому, существует к югу от г. Охи. Здесь вдоль западного склона широкого увала, вытянутого в близком к меридиональному направлении, реки до прорывных антецедентных участков образуют небольшие озера сложных лопастных очертаний. Следует присоединиться к мнению С. Н. Алексейчика и С. Д. Гальцева-Безюка (1963) о подпрудном характере этих озер. В этом районе темп современных поднятий превышает энергию эрозионного вреза и поэтому происходит подпруживание рек.

Значительно сложнее строение долин Западно-Сахалинских гор. В долинах рек Леонидовки, Орловки, Матросовки и др. наблюдается большое количество чрезвычайно четко выраженных в рельефе террас. Кроме поймы в них прослеживаются три террасы, среди которых выделяются главная цокольная терраса, отличающаяся наибольшим распространением и выдержанностью относительной высоты, и целый ряд локальных террас, представляющих собой подчиненные эрозионные уровни, врезанные в главную террасу и крайне изменчивые по своей высоте. К числу главных террас в долинах рек восточного склона Западно-Сахалинских гор следует отнести террасы высотой 12—15, 40—50 и 100—120 *м*. Их образование отвечает трем эпохам эрозионного развития, для каждой из которых были характерны: малая тектоническая активность и, следовательно, относительно стабильное положение основных базисов эрозии и преобладание боковой эрозии над глубинной. В этих условиях реки были способны не столько углублять свое ложе, сколько производить значительное расширение долин.

Образование поверхностей остальных террас (6—8, 15—18, 20—26, 60—80 *м*) связано со сравнительно кратковременными приостановками в общем поднятии территории или же объясняется локальными особенностями геологического строения, например пересечением рекой выходов пород, устойчивых к размыву, образующих местные базисы эрозии. Невыработанность продольного профиля рек доказывается существованием в долинах многочисленных водопадов и перекатов. Наибольшее количество террас (в долине р. Леонидовки — 10) наблюдается в местах выхода рек в крупные межгорные впадины или к приморским равнинам, в переходной зоне увалистых предгорий. Эта черта строе-

http://jurassic.ru/

ния долин не является исключительной особенностью сахалинских рек. Подобная картина наблюдается на границе Колхидской низменности и предгорий Большого Кавказа (Маруашвили, 1959), в местах выхода рек в Закарпатскую низменность (Спиридонов, 1952). Причины этого недостаточно ясны, но, вероятно, прав Л. И. Маруашвили, отметивший, что предгорный тип террасовых комплексов формируется «...на рубеже зон поднятий и погружения, где интенсивность новейших тектонических движений мала... под влиянием, главным образом, эвстатических изменений морского уровня».

Формирование верхних отрезков долин рек, имеющих в плане четковидный характер, происходило в условиях значительно более интенсивных тектонических поднятий, что выражается в развитии скульптурно-аккумулятивных террас и врезанных меандр (рис. 62). Аккуму-

Рис. 62. Долина р. Леонидовки. Фото Г. С. Ганешина

лятивными в долине р. Леонидовки являются террасы высотой до 8 *м*, все остальные имеют цоколь из дочетвертичных пород, на котором лежит маломощный слой валунно-галечникового аллювия.

Сложное строение имеют также долины рек западного склона Западно-Сахалинских гор. Так, например, в долине р. Августовки, состоящей из ряда расширенных и суженных участков, в местах расширений кроме поймы развиты следующие террасы: аккумулятивная (8 *м*), цокольные (28 и 53 *м*) и скульптурный уровень (100 *м*) с корой выветривания на плотных серых песчаниках (рис. 63).

Для рек Восточно-Сахалинских гор и Юго-Восточного Сахалина характерны сильно ветвящиеся глубоко врезанные долины без резкого различия в строении продольных и поперечных участков. Верховья некоторых рек расположены в трогообразных долинах и заканчиваются цирками. При формировании речной сети Восточного Сахалина большую роль играли речные перехваты, особенно многочисленные в бассейне р. Лангери. По мнению В. Г. Беспалого (1962), меридиональная долина пра-Лангери начиналась в бассейне р. М. Лангери и через современный Мойга-Лангерийский водораздел продолжалась на юг (рис. 64). Позднее верховье пра-Лангери было перехвачено рекой, впадавшей в Охотское море, и был сформирован нижний отрезок долины. В дальнейшем этот участок увеличивался за счет последовательного присоединения к бассейну все новых и новых частей пра-Лангери. В результате перехвата р. Житницей среднего участка пра-Лангери возникла самостоятельная долина р. Оленьей. Агрессия верховьев р. пра-Лангери в направлении верховьев рек западного склона Восточно-Сахалинских гор привела к серии речных перехватов, в результате которых была

http://jurassic.ru/

сформирована современная долина р. Лангери и возник Мойга-Лангерийский долинный водораздел.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о том, что в формировании речной сети существенную роль сыграли новейшие тектонические движения, определившие первичные уклоны местности, в соответствии с которыми шло развитие эрозионных и денудационных процессов. Новейшие тектонические движения вызвали на протяжении плейстоцена усиление регрессивной эрозии и широкое развитие явления речных перехватов. В результате этого произошло распадение субсеквентной сети и возникновение более сложного решетчатого типа эрозионного расчленения. Развитие долин по типу антецедентных характерно главным образом для речной сети Северо-Восточного Сахалина, однако и в этих районах сколько-нибудь значительной деформации тер-

Рис. 63. Глубокорасчлененный рельеф Западно-Сахалинских гор. Фото Г. С. Ганешина

рас на прорывных участках не отмечается, что объясняется небольшой величиной новейших и современных тектонических поднятий. В этих же районах, как указывалось выше, в перестройке речной сети существенное значение имели также речные перехваты.

Влияние плейстоценового оледенения на рельеф. Вопрос о плейстоценовом оледенении Сахалина долгое время оставался открытым.

В 1962 г. Г. С. Ганешин и В. В. Соловьев в верховьях р. Тымь, на северо-восточном склоне горы Лопатина (Восточно-Сахалинские горы) высотой 1645 *м*, обнаружили огромный кар, продолжающийся короткой троговой долиной в долину р. Чамгу. У выхода из кара в верховьях на дне долины развит холмистый моренный рельеф.

По данным В. Г. Беспалого, кары и небольшие троговые долины наблюдаются и на других господствующих по высоте вершинах Набильского хребта, как правило, на северо-восточных их склонах (гора Невельского и др.).

В Западно-Сахалинских горах до сих пор не обнаружено древних экзарационных форм, но довольно значительные абсолютные высоты некоторых горных узлов, приближающиеся к 1500 *м*, позволяют предположить, что наиболее приподнятые районы Западного Сахалина испытали плейстоценовое горно-долинное оледенение. Отсутствие следов этого оледенения можно объяснить тем, что они оказались уничтоженными эрозионно-денудационными процессами, которые в условиях развития в большинстве случаев слабо устойчивых осадочных толщ мела, палеогена и неогена протекали в прошлом и протекают в настоя-

http://jurassic.ru/

щее время чрезвычайно интенсивно. Возможно, что дальнейшее исследования позволят выявить среди преобладающих эрозионных форм также и сильно преобразованные кары и троги. Например, по мнению В. В. Соловьева, в районах гор Журавлева, Победа и Возвращения могли существовать центры долинного и карового оледенений.

На Сахалине сведений о проявлении среднечетвертичного оледенения очень мало, но кое-какие материалы все же имеются. Уже давно отмечено развитие на Северном Сахалине крупных валунов, которые лежат на поверхности как вблизи берега моря, так и на значительном удалении от него. Иногда валуны заключены в толщи песков верхнеплиоценового возраста, иногда же они совершенно свободно лежат на поверхности. Величина отдельных валунов более 1 *м* в поперечнике. О происхождении этих валунов высказывалось несколько точек зрения. Предполагалось, что они являются продуктами ледового разноса в верхнеплиоценовом море. Не исключена возможность, что валуны являются эрратическими и принесены среднеплейстоценовыми ледниками. К этому выводу склоняет также находка в северо-западной части острова на плоском водоразделе с абсолютной высотой около 120 *м* валунно-галечниковых отложений, очень напоминающих флювиогляциальные отложения (нанивская морена, по В. В. Соловьеву, 1960). Подобные отложения были описаны также на Охинском перешейке. По мнению В. В. Соловьева, в эпоху максимального оледенения ледники надвигались на северную равнинную часть Сахалина с запада из низовьев Амура и с п-ова Шмидта. К следам этого же оледенения В. О. Савицкий в 1961 г. отнес эрратические валуны, обнаруженные им на денудационных поверхностях в отрогах горы Лопатина, в Восточно-Сахалинских горах. Конечно, по этим разрозненным данным невозможно восстановить тип и масштабы оледенения, которое могло проявиться на Сахалине в среднем плейстоцене, но эти материалы, несомненно, являются исходными для развития полигляциалистической теории. Основываясь на ледниковой теории, сравнительно простое объяснение получает также широкое развитие в долинах рек и в межгорных впадинах грубообломочных валунно-галечниковых толщ. Они, по-видимому, являются продуктом перемыва моренных толщ

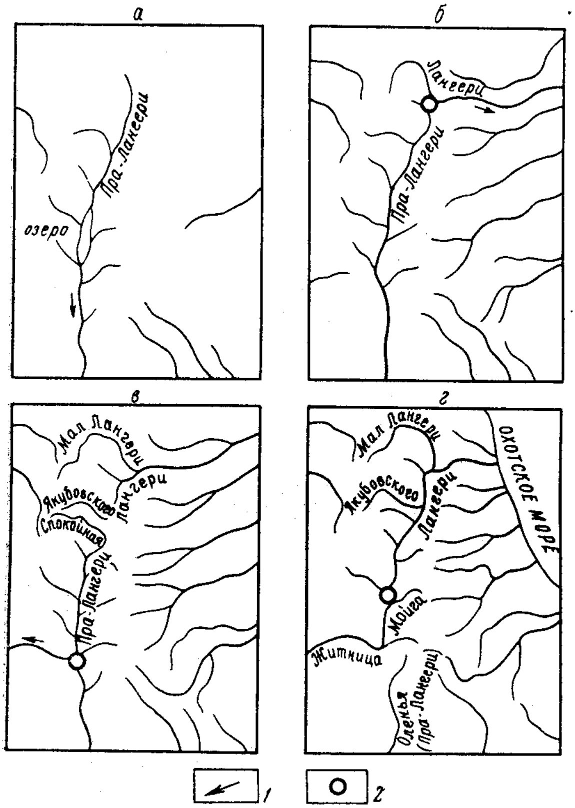


Рис. 64. Схема развития бассейна р. Лангери (по В. Г. Беспалому)

а — конец плиоцена, *б* — конец раннечетвертичной и начало среднечетвертичной эпох, *в* — конец среднечетвертичной и начало позднечетвертичной эпох, *г* — конец позднечетвертичной и начало современной эпох. *1* — направление течения рек; *2* — места речных перехватов

http://jurassic.ru/

и флювиогляциальных отложений, которые создали значительные скопления в долинах в условиях затрудненного стока, характерного для ледниковых эпох.

На Сахалине сделаны первые шаги к изучению криогенных явлений. Криоторбуции в форме псевдоморфоз по ледяным клиньям и различного рода инволюции, наблюдаемые среди среднечетвертичных песчано-галечниковых отложений окраины Тымь-Поронайской депрессии, возникали, по-видимому, в эпоху последнего позднечетвертичного оледенения. Дальнейшее изучение подобных нарушений в залегании четвертичных отложений позволит наметить определенную приуроченность их к соответствующим стратиграфическим горизонтам, что также будет

Рис. 65. Древняя поверхность выравнивания горы Лопатина. Фото В. В. Соловьева

способствовать выяснению закономерностей изменения климатических условий в плейстоцене.

Древние поверхности денудационного выравнивания. Для геоморфологического строения Сахалина характерно ярусное строение рельефа. Эта особенность свойственна как речным долинам и морскому побережью, где широко развиты речные и морские террасы, так и горным районам и межгорным депрессиям и впадинам, где с различной четкостью также можно наметить несколько уровенных поверхностей. Наибольшее развитие такие поверхности высотою до 1200—1400 *м* получают в Восточно-Сахалинских горах и особенно ярко выражены в северной их части в районе горы Лопатина (рис. 65). В Западно-Сахалинских горах они встречаются в виде небольших участков, что объясняется их глубоким эрозионным расчленением. Однако в этих районах удается наметить определенный вершинный уровень, отвечающий положению исходной поверхности, в результате расчленения которой возник современный рельеф. Важно подчеркнуть, что указанная поверхность, занимающая наиболее высокое гипсометрическое положение, располагается не горизонтально, а испытывает пологие сводообразные деформации. В Восточно-Сахалинских горах, например, на глаз заметны такие деформации, сопровождаемые изменением абсолютной высоты поверхностей от 1200—1400 до 400—500 *м* и их падением в восточном и южном направлениях.

Значительно постояннее по высоте другая поверхность 250—300 *м*, выраженная в рельефе в виде широких увалов («прилавков»), расположенных в предгорьях Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор и по периферии межгорных впадин, а иногда и вблизи морского

http://jurassic.ru/

побережья. Крупными обособленными участками этой поверхности являются Корсаковское и Новиковское плато.

Следует подчеркнуть, что обе указанные поверхности характеризуются не идеально ровным, а достаточно сложно расчлененным рельефом с чередованием относительно горизонтальных участков, увалов и холмов. Наиболее выровненными являются районы, удаленные от местных базисов денудации. Наоборот, вблизи рек рельеф становится расчлененным с колебанием относительных высот в несколько десятков метров.

Возникновение этих поверхностей большинством исследователей связывается с проявлением взаимосвязанных деструктивных процессов: эрозии, склоновых процессов и др. При этом обычно предполагаются относительно стабильные тектонические условия и равновесие эндогенных и экзогенных процессов. Остается недостаточно ясным, по какому типу шло выравнивание рельефа: по типу пенепленизации или педипленизации. В. В. Соловьев справедливо отметил, что едва ли правильно противопоставление этих процессов, находящихся в тесном взаимодействии. Вместе с тем можно уверенно говорить о преобладании пенепленизации при формировании более высокой поверхности и процесса параллельного отступания склонов при формировании более низкой поверхности.

Отсутствие фаунистически охарактеризованных кор выветривания затрудняет решение вопроса о возрасте поверхностей выравнивания, для определения которого приходится привлекать косвенные данные. Большинство исследователей считает, что высокая поверхность возникла в один из этапов позднего миоцена, когда существовали благоприятные условия для выравнивания рельефа. Этому времени отвечает стабилизация тектонических движений, сопровождавшаяся трансгрессией моря. В конце неогена и в раннечетвертичное время эта поверхность испытала плавные деформации.

Вторая денудационная поверхность срезает отложения палеогена и неогена и иногда перекрывается нижнечетвертичными галечниками, и поэтому ее возраст довольно точно определяется в интервале поздний плиоцен — раннечетвертичное время. В районах Северного Сахалина эта поверхность срезает складчатые структуры, образованные отложениями верхнего плиоцена, и поэтому их возраст еще моложе — четвертичный.

Кроме этих двух поверхностей выравнивания, В. В. Соловьев выделяет еще наиболее древнюю поверхность, развитую в районе Таулан-Армуданского массива и в предгорьях Восточно-Сахалинских гор, где развиты палеозойские породы. Исходя из того, что эти породы встречаются среди галек мелового, палеогенового и неогенового возраста, В. В. Соловьев приходит к выводу о донеогеновом возрасте этой поверхности. Представляется, что эти данные не противоречат отнесению поверхности к неогеновой (верхнемиоценовой?), претерпевшей менее значительные деформации, чем в приводораздельных участках Восточно-Сахалинских гор.

Приведенные данные показывают, что древние поверхности выравнивания Сахалина сформировались в относительно очень короткие промежутки времени. Особенно справедливо это в отношении поверхности выравнивания, развитой на Северном Сахалине, время формирования которой падает на начало четвертичного периода (она срезает складки самого верхнего плиоцена и в нее врезаны среднечетвертичные и верхнечетвертичные террасы). Такую большую скорость выравнивания следует, по-видимому, объяснять благоприятными особенностями геологи-

http://jurassic.ru/

ческого строения, развитием повсеместно легко разрушающихся песчано-галечниковых неогеновых отложений.

Геоморфологическое районирование. В схеме геоморфологического районирования СССР, разработанной Институтом географии АН СССР под руководством К. К. Маркова (1947), Сахалин вместе с материковой частью юга советского Дальнего Востока отнесены к одной провинции, в которой Сахалин выделен в геоморфологическую область гор и низин, содержащую пять районов.

По мнению Ю. Ф. Чемекова (1956), Сахалин может быть отнесен к самостоятельной Восточно-Азиатской геоморфологической провинции горных сооружений и депрессий альпийской и четвертичной эпох геотектогенеза.

В. В. Соловьев (1960) отнес Сахалин к области складчатых и складчато-глыбовых гор и депрессий и произвел наиболее дробное геоморфологическое районирование острова (рис. 66). Предложенная В. В. Соловьевым схема геоморфологического районирования Сахалина достаточно правильно отражает как общие для всего острова геоморфологические закономерности, так и местные региональные особенности. Так как каждый из геоморфологических районов входит в состав одной из пяти зон, то он отражает как общие черты рельефа, присущие зоне в целом, так и своеобразное сочетание геоморфологических элементов, характерное для данного района.

Рельеф побережья острова. Берега острова почти на всем протяжении окаймлены полосой пляжа различной ширины. Скалистые абразионные участки, лишенные пляжа, встречаются очень редко, главным образом на побережье Татарского пролива между г. Александровском и пос. Бошняково, на полуостровах Тонино-Анивском и Шмидта.

Абразионные берега с пляжем получают наиболее полное развитие там, где береговые обрывы образованы рыхлыми и слабо уплотненными осадками палеогена, неогена и отчасти мела. Для таких берегов характерен хорошо выраженный клиф с прибойными нишами и другими абразионными формами, к которому примыкает пляж. При штормовых ветрах пляж полностью оказывается под водой и волны докатываются до подножья береговых обрывов, вызывая их быстрое разрушение. Особенно быстро происходит абразия берегов и их отступание в том случае, если размыву подвергаются террасы, сложенные рыхлыми четвертичными песками и галечниками. В этом случае происходит образование широкого песчаного пляжа (западное побережье залива Терпения).

Аккумулятивные берега получают очень широкое распространение на Северном Сахалине. Ими же окаймлены крупные заливы Терпения, Анива и др. На таких побережьях к хорошо развитому песчаному пляжу обыкновенно примыкает полоса береговых валов и целая серия широких террас в некоторых случаях дюны.

Строение восточного побережья Северного Сахалина несколько иное. Для него характерно развитие огромных пересыпей, блокирующих внутренние части побережья от действия устойчивых и сильных волнений. За пересыпями обычно расположены мелководные лагуны и сравнительно узкая полоса морских террас. Берега острова очень динамичны и находятся в различных стадиях развития.

По мнению В. С. Медведева (1961), на западном побережье Среднего и Южного Сахалина аккумулятивные берега почти не образуются, а существующие формы размываются и деградируют. Объясняется это тем, что участок побережья беден обломочным материалом, так как пляжи маломощны, а количество наносов на подводном склоне незна-

http://jurassic.ru/

чительно. В этих условиях не возникают мощные вдольбереговые потоки наносов и не происходит образования аккумулятивных форм. В соответствии с господствующими ветрами у западных берегов острова формируются местные потоки наносов, направленные к северу и к югу от мыса Ламанон. В районе мыса Ламанон происходит дивергенция двух потоков. Довольно мощный поток наносов зарождается между мысами Фуругельма и Жонкьер. В районе сел. Виахту он становится насыщенным, что приводит к выпадению осадков и наращиванию косы Тык — единственной крупной аккумулятивной формы на западном побережье острова, растущей в настоящее время. На косе наблюдается несколько береговых валов высотой 4—5 *м*, нивелировка которых показывает на относительное понижение в этом районе уровня моря. Береговые валы,

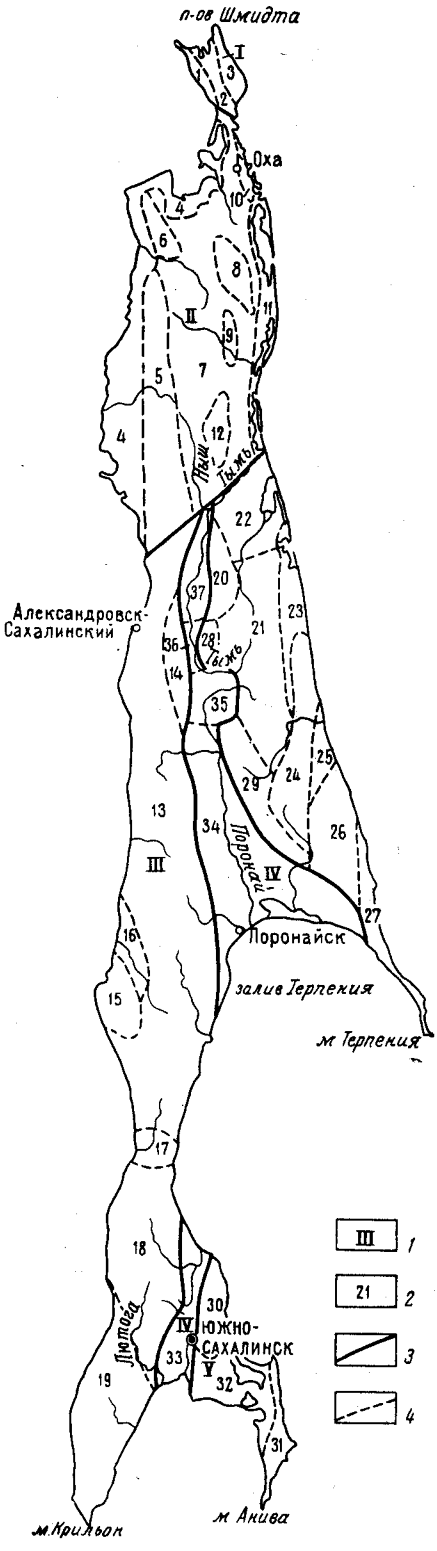


Рис. 66. Схема геоморфологического районирования Сахалина

1 — геоморфологические зоны; *2* — геоморфологические районы; *3* — границы зон; *4* — границы районов.

I — зона низких гор и равнин п-ова Шмидта. Геоморфологические районы: 1 — Западный хребет, 2 — Центральная депрессия, 3 — Восточный хребет. II — зона равнин, увалов и возвышенностей Северного Сахалина. Геоморфологические районы: 4 — террасированные равнины западного побережья, 5 — Вагисско-Джолонорские возвышенности, 6 — Рыбновские увалы, 7 — Центральные равнины, 8 — Пильтунские возвышенности, 9 — Оссойско-Вальские возвышенности, 10 — Охинские увалы, 11 — террасированные равнины восточного побережья, 12—Дагинские возвышенности. III — зона низких и средних гор Западного Сахалина. Геоморфологические районы: 13 — горные возвышенности и межгрядовые понижения Александровско-Макаровского района, 14 — Палевские возвышенности, 15 — Ламанонский район вулканических плато и экструзивных конусов, 16 — Углегорская равнина, 17 — равнины перешейка Поясок, 18 — горные возвышенности и межгрядовые понижения Синегорско-Томаринского района, 19 — горные возвышенности и межгрядовые понижения Крильонского района. IV — зона низких, средних гор и равнин Восточного Сахалина. Геоморфологические районы: 20 — район Северо-Набильского хребта, 21 — горные возвышенности Луньско-Набильского района, 22 — Набильская депрессия, 23 — Луньско-Венгерийская депрессия, 24 — горные возвышенности Центрального района, 25 — Пограничная депрессия, 26 — горные возвышенности Богатинского района, 27 — возвышенности п-ова Терпения, 28 — Краснотымские предгорья, 29 — Вальза-Рукутамские предгорья, 30 — Сусунайский хребет, 31 — Тонино-Анивский хребет, 32 — Корсаковско-Муравьевские равнины. V — зона Центрально-Сахалинских межгорных депрессий. Геоморфологические районы: 33 — Сусунайская депрессия, 34 — Поронайская депрессия, 35 — Верхне-Поронайская депрессия, 36 — Кировский пережим, 37 — Средне-Тымовская террасированная равнина.

прекрасно выраженные в рельефе побережья, развиты на огромной пересыпи, протягивающейся на 40 *км* от с. Парусного до мыса Старицкого и отчленяющего от моря озера Айнское, Бакланье и Угловское. Вблизи оз. Бакланьего прослеживается 13 валов, вытянутых строго прямолинейно и параллельно береговой линии (рис. 67).

Молодые валы, наименее перевеенные и расположенные вблизи моря, имеют высоту до 3 *м* и ширину 3—4 *м*. Склоны валов симметричные и крутые (до 45°). По мере удаления от моря валы теряют правильную форму, делаются шире и приобретают расплывчатые очертания. Сложены они серыми тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками. За полосой береговых валов вытянута цепочка одиночных дюн высотой 20—22 *м*. К югу, в направлении г. Красногорска дюны занимают более широкую полосу.

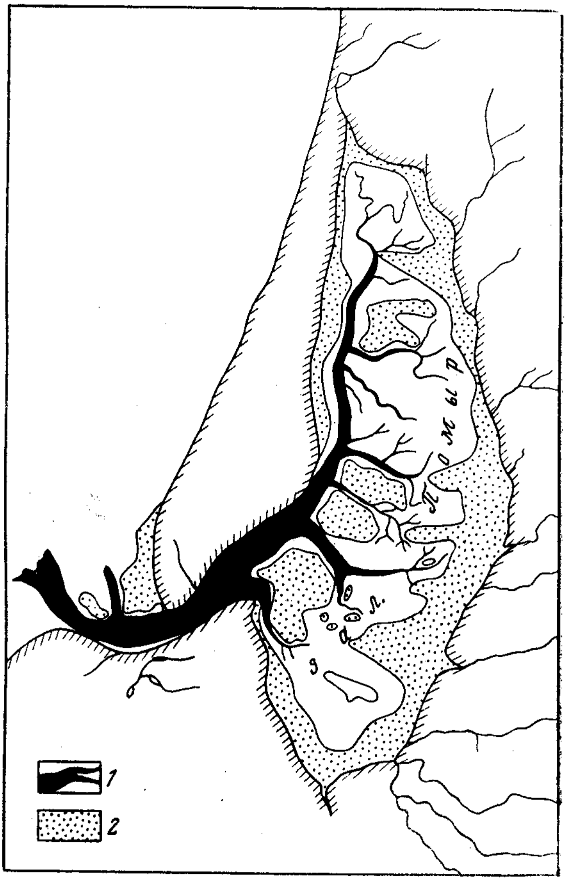


Рис. 67. Береговой вал на западном побережье Сахалина. Рис. Г. С. Ганешина

Нивелировка береговых валов показана на некоторое увеличение их высоты в направлении суши, что, по-видимому, объясняется незначительным современным поднятием побережья. Возникновение пересыпи Айнского озера связано с тем этапом развития побережья, когда значительно более интенсивно протекали процессы как абразии, так и аккумуляции. Массы обломочного материала, возникшие в результате разрушения берегов, использовались вдольбереговыми потоками при создании аккумулятивных форм. Таким образом, эта пересыпь является реликтовой формой. Другой подобной аккумулятивной формой является выступ мыса Слепиковского (низкая аккумулятивная терраса, окаймленная с юга полосой береговых валов и дюн), образование которой, по мнению В. С. Медведева (1961), было связано с мощным потоком наносов, направленным с юга (рис. 68). В настоящее время поток наносов иссяк, что вызывает деградацию косы, размыв торфяников в северной оконечности выступа и аккумулятивной террасы на юге.

В северной части западного побережья острова аккумулятивные берега развиты повсеместно и, хотя специальных работ здесь не производилось, можно предположить существование в этом районе мощных вдольбереговых потоков наносов. Они направлены преимущественно на юг и источником питания имеют отложения, поставляемые Амуром.

http://jurassic.ru/

Выпадение материала из этих насыщенных потоков вызывает формирование целой серии петлевидных кос, образующих мысы Индам, Нокси и Ныйда. Огромные косы и пересыпи блокируют также заливы Байкал и Помрь. По расположению кос можно уверенно говорить о существовании у северных берегов острова двух встречных потоков наносов: одного, питающегося наносами Амура и направленного на северо-восток, и другого юго-западного, источником питания которого являются абразионные западные берега п-ова Шмидта.

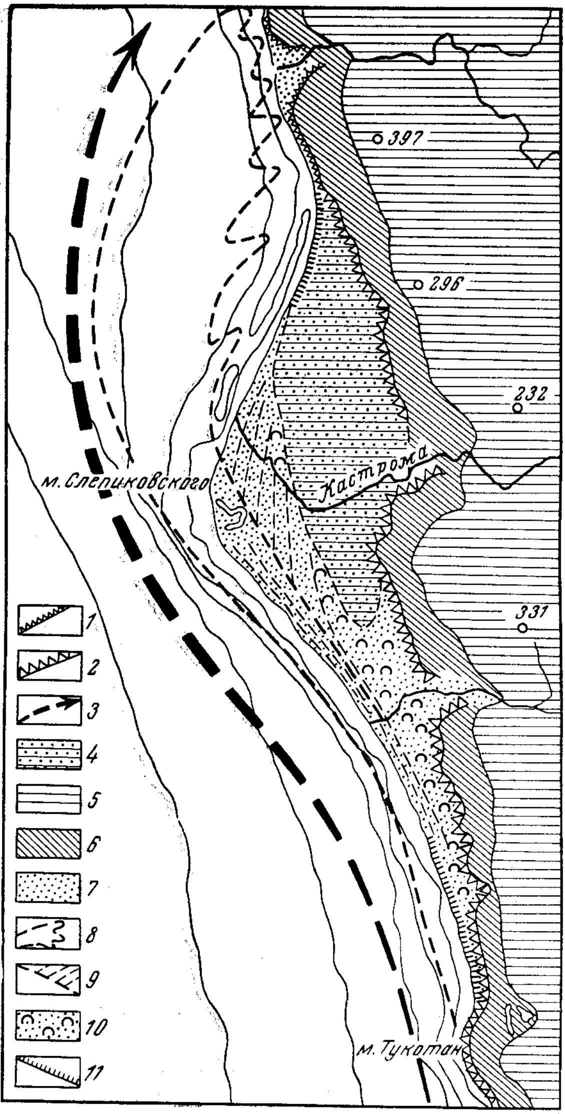


Рис. 68. Схема динамики и морфологии аккумулятивной формы мыса Слепиковского (по В. С. Медведеву)

1 — активный клиф; *2* — отмерший шлиф; *3* — древний поток наносов, *4* — древняя лагуна; *5* — средневысотные горы с эрозионным расчленением; *6* — древняя абразивная терраса; *7* — аккумулятивный участок берега; *8* — контур древней косы; *9* — береговые валы; *10* — дюны; *11* — современные разломы аккумулятивной формы

В результате действия второго потока сформировалась огромная коса Кеми. Веерообразное расположение береговых валов на этой косе свидетельствует о том, что направление береговой линии моря за время формирования косы изменилось от меридионального до юго-западного.

Классическое развитие косы и пересыпи получают у восточного берега Северного Сахалина. Наиболее благоприятные условия для образования аккумулятивных форм существовали на северном отрезке побережья, открытого действию штормовых северо-восточных ветров и сложенного рыхлыми неогеновыми песками.

На остальной части восточного побережья Среднего Сахалина крупных аккумулятивных форм нет. Полуостров Терпения возник в результате причленения к Сахалину двумя слившимися пересыпями средней наиболее возвышенной части полуострова, которая до этого была островом. Мысы Терпения, Георгия, Поворотный и другие представляют собой дистальные части кос. Крупные косы и пересыпи образуют северное побережье залива Терпения. Здесь же В. Т. Шейко и Ю. Н. Тарасевичем в 1962 г. описаны береговые валы, формирование которых происходило в три этапа, о чем свидетельствует наличие трех серий береговых валов,

http://jurassic.ru/

расположенных друг по отношению к другу под углом 10—15°. В результате образования целой серии кос и пересыпей произошло причленение Тонино-Анивского полуострова.

На основании приведенных материалов можно сделать вывод о геоморфологической и динамической зрелости берегов Сахалина.

Террасы. Вдоль берегов острова, за исключением обрывистых скалистых участков, хорошо выражены многочисленные террасовые уровни, образующие три комплекса (низкий, средний и высокий), в общем соответствующие трем комплексам террас в долинах рек.

К северу от г. Александровска отчетливо выражены четыре террасы: высотой в 2, 6, 12 и 30 *м*. Две первые террасы сложены песчано-галечниковыми отложениями, две другие скульптурно-аккумулятивные, они имеют цоколь из миоценовых песчаников, на котором лежит валунно-галечниковая толща с прослоями и линзами песка и гравия. В разрезах 30-метровой террасы ясно видно, что толща состоит из двух частей: верхней, сложенной серыми галечниками с почти черными омарганцованными прослоями мощностью около 10 *м*, и нижней — охристой, образованной галечниками и гравием и крупнозернистыми песками общей мощностью 5—6 *м*. Судя по характеру косой слоистости, формирование толщи происходило в морской среде. Длительные поиски остатков морской фауны среди этих отложений оказались бесплодными, что, возможно, объясняется большой подвижностью среды осадконакопления и грубым характером обломочного материала.

По мнению Д. И. Дамперова и Б. Н. Елисеева (1932), причины обедненности фауной сахалинских постплиоценовых осадков по сравнению с верхнеплиоценовыми слоями, «...может быть кроются в резкой смене физико-географических условий и значительной опресненности постплиоценового бассейна. Отмеченный еще на основании изучения фауны в верхнеплиоценовое время, процесс обмеления, понижения температуры и уменьшения солености воды за счет большего стока пресных вод в лагунах, очевидно, в еще большей степени имел место в постплиоцене».

К северу от пос. Хоэ протягивается терраса, высота которой изменяется от 10—12 до 20—25 *м*. Цоколь террасы образован меловыми песчаниками, на размытой поверхности которых лежит песчано-галечниковая и гравийная толща мощностью 5 *м* с ясной горизонтальной слоистостью, перекрытая 2-метровым слоем тяжелых светло-бурых суглинков и слабо разложившегося осоково-сфагнового торфа с крупными обломками древесины (лиственница) в основании торфяника. Местами прямо на торфянике встречается множество створок *Pecten Jessoensis* Jay, занесенных на террасу ветром во время шторма и, по-видимому, птицами.

На побережье Татарского пролива в районе пос. Рыбновск выделяются следующие геоморфологические элементы: а) пляж широкий, песчаный; б) дюны высотой 5—6 *м*; в) лайда, низкая терраса высотой до 3 *м*, сложенная иловатыми суглинками, глинами и песками с пологими и невысокими береговыми валами и дюнами на поверхности; г) терраса в 8 *м*, сложенная песками; д) 12—18-метровая терраса, сложенная песками; е) 30-метровая терраса, сложенная суглинками и супесями с примесью гальки и гравия; ж) 60—70-метровая терраса с цоколем из неогеновых песков, на размытой поверхности которых лежат плотные ожелезненные пески с большим количеством кварцевой и кремнистой гальки и небольшими валунами. Далее на восток поверхность этой террасы постепенно повышается и сливается с пологоволнистыми водоразделами высотою 100—120 *м*. От 30-метровой эта терраса отделена четко выраженным уступом.

25 Зак. 336

http://jurassic.ru/

В районе г. Чехова прямо над морем поднимается 60-метровый уступ террасы, полого поднимающийся к склону прилегающих возвышенностей. 30-метровая толща четвертичных отложений, лежащих на размытой поверхности неогеновых глин, образована валунно-галечниковыми отложениями (с валунами 1,5 *м* в поперечнике), с прослоями и глинами песков, гравия и мелкой гальки.

К югу от пос. Бошняково наблюдаются террасовые уровни на высотах 100, 150 и 300 *м*. Как правило, эти террасы скульптурные и несут на поверхности суглинистый покров, возникший в результате переработки древних кор выветривания.

100-метровая терраса в районе г. Углегорска с поверхности образована песками и глинами, в которых А. И. Купцовой обнаружена типично пресноводная четвертичная флора диатомовых водорослей, представленная следующими видами: *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia alpina* W. Sm., *Cymbella aspera* (Ehr.).

В осадках 40-метровой террасы близ г. Холмска и в других пунктах западного побережья Южного Сахалина также встречены пресноводные виды диатомей, характерные для эвтрофных водоемов.

Эти факты указывают на формирование отложений террас не в море, а в континентальных условиях.

На восточном побережье острова, в районе устья р. Поромай, развиты следующие террасы: а) заболоченная прибрежная равнина с торфяными буграми 1,5—2,0 *м*; сложена она разнозернистыми кварцевыми песками с глинистыми прослоями и слоем слабо разложившегося сфагнового торфа на поверхности, б) 8-метровая терраса, в) 16—18-метровая терраса, сложенная разнозернистыми песками с глинистыми и ожелезненными прослоями, являющимися или элювием нутовской свиты или продуктами переотложения этих отложений плейстоценовыми морскими бассейнами, г) 25—26-метровая терраса (иногда до 35—40 *м*) сложена яснослоистыми песками с прослоями гравия и мелкой гальки; на поверхности террасы иногда наблюдаются валуны величиной до 2 *м* различного петрографического состава (песчаники, кремнистые сланцы, биотит-роговообманковые граниты и др.), происхождение которых остается неясным.

На западном побережье залива Терпения к югу от пос. Гастелло на большом протяжении вдоль берега протягиваются два уровня террас: 15—20 *м* (сложена слоистыми, слабо сортированными галечниками с линзами и прослоями песков и глин и включением отдельных валунов и перекрытыми суглинками мощностью более 1 *м* и торфяниками); 70—80 *м* (имеет цоколь из неогеновых диатомитов, на размытой поверхности которых лежат валунно-галечниковые отложения мощностью 2,5 *м*). Иногда наблюдается также скульптурно-аккумулятивная терраса в 30—40 *м*.

Между поселками Фирсово и Кирпичное наблюдаются террасы высотой 3, 10—20, 60—80 и 100 *м*.

По данным В. Г. Беспалого, на восточном побережье Среднего Сахалина хорошо прослеживается одна терраса, высота которой изменяется от 15 до 100 *м* (деформация единого уровня новейшими тектоническими движениями).

На основании всего изложенного следует заключить, что на берегах острова наблюдается большое число террасовых уровней высотой свыше 100 *м*.

Прослеживание террас в продольном направлении показывает на большую изменчивость их высоты, что можно объяснить как новейшими тектоническими деформациями, так и различными стадиями размыва одних и тех же уровней. С учетом влияния этих факторов все же

http://jurassic.ru/

можно уверенно говорить о развитии на острове следующих прибрежных террас: 2—3, 15—25, 60—80, 100—120 и 250 *м* (?).

Две первые террасы, вытянутые широкими полосами вдоль берега на большие расстояния, образовались в море. Низкая терраса связана с послеледниковой трансгрессией, более высокая сформировалась в позднечетвертичное время. Что касается всех остальных террасовых уровней, то их генезис недостаточно ясен, и возможно, они являются континентальными образованиями и возникли еще в ту эпоху, когда остров был частью материка.

Донный рельеф. Представления о рельефе дна Охотского моря и Татарского пролива стали значительно конкретнее в результате работ, проведенных Институтом океанологии АН СССР.

Наряду с выровненными пространствами, являющимися для прибрежных районов дна преобладающими, иногда вблизи берега (западное побережье Южного Сахалина), а иногда на значительном удалении от него (восточное побережье Южного Сахалина) были выявлены участки глубоко расчлененного рельефа с большими колебаниями высот и сложным строением. Кроме этого, вдоль восточного побережья Северного Сахалина было установлено развитие двух полос холмистого рельефа вблизи берега, расположенного бессистемно, а на удалении более чем на 100 *км* — вытянутого в близком к меридиональному направлении.

Дно мелководных заливов характеризуется достаточно сложным рельефом, чередованием плоских нерасчлененных участков, проросших различной растительностью, и подводных долин, имеющих в плане ветвистое строение. Как убедительно показал С. Д. Гальцев-Безюк (1964), эти долины не являются реликтами затопленной речной сети, как это считают С. Н. Алексейчик (1952), А. Н. Криштофович (1932) и др., они возникают под действием приливо-отливных течений и сгонно-нагонных явлений. В донном рельефе Японского и Охотского морей, окружающих Сахалин, отчетливо выделяются три крупных элемента: материковая отмель, материковый склон и глубоководные впадины.

Материковая отмель протягивается вдоль берегов острова полосой различной ширины: в заливе Терпения, в Сахалинском заливе и на севере Татарского пролива — около 100 *км*, вдоль восточного побережья Северного и Среднего Сахалина — 30—60 *км*, а у западного побережья Южного Сахалина — всего 10—15 *км*. На юг материковая отмель продолжается широкой полосой в направлении о. Хоккайдо. На ее выступе расположен о. Монерон. В пределах материковой отмели В. П. Зенкевичем выделяются: приливо-отливная зона, абразионно-аккумулятивная поверхность в зоне современного сильного волнового воздействия (до глубины приблизительно 50 *м*) и абразионно-аккумулятивная поверхность в зоне современного слабого волнового воздействия (глубина внешнего края порядка 150 *м*). Первая зона, периодически осушаемая во время отлива, хорошо выражена только у западных берегов Северного Сахалина и к югу от мыса Погиби, в районе мыса Головачева и в заливах Байкал и Помрь. Две другие зоны объединяются понятием «подводный береговой склон», который, по данным В. С. Медведева (1961), имеет на юге Сахалина уклоны не более 0,02. Севернее подводный склон становится еще положе, и между Александровском и Виахту уклоны его уменьшаются до 0,005. Для прибрежной зоны характерно широкое распространение подводных абразионных террас, или бенчей, совершенно лишенных наносов, достигающих в ширину нескольких километров и спускающихся до глубин 25—30 *м*. Только в заливах бенчи перекрываются тонким слоем осадков. К северу ширина бенчей уменьшается, и севернее г. Александровска они встречаются только

http://jurassic.ru/

у мысов. По поперечному профилю подводный береговой склон разделяется на два типа: с однородным наклоном поверхности и ступенчатый. Первого типа склон развит преимущественно в северной части западного побережья и, по мнению В. И. Буданова и А. С. Ионина (1956), характерен для абразионных берегов погружения. В южной части западного побережья встречается второй тип подводного склона.

Отмеченные закономерности в строении подводного берегового склона у западных берегов острова, по-видимому, характерны и для восточного побережья. Достаточно уверенно можно говорить о преобладании аккумулятивного равнинного рельефа от Охинского перешейка до мыса Ратманова. Южнее, там, где вдоль берега протягиваются горные гряды Восточно-Сахалинских гор, несомненно в строении подводного берегового склона преобладает абразионная терраса. Широкое развитие скалистого бенча следует предположить также у берегов Тонино-Анивского полуострова. В заливе Терпения, в Сахалинском заливе и заливе Анива преобладают аккумулятивные подводные равнины.

С материковой отмелью связано распространение некоторых своеобразных форм рельефа: затопленных речных долин, подводных эрозионных борозд, подводных абразионных уступов, подводных куэст, подводного холмистого рельефа, подводных абразионных останцов и подводных структурно-абразионных уступов.

Затопленные речные долины прослеживаются главным образом в заливе Терпения, где они образуют сложную ветвистую систему. Одна такая долина выявлена также на дне залива Анива. Характерно, что верховья этих долин располагаются не у самого берега, а на удалении 5—15 *км* от него, что, по-видимому, объясняется тем, что в прибрежной полосе они или были снивелированы абразией или же выполнены морскими осадками. Другая их особенность заключается в том, что они в целом ряде случаев располагаются на продолжении современных долин рек Поронай, Рукутамы и р. Таранай в заливе Анива. Протяженность затопленных долин в заливе Терпения достигает 200 *км*.

Подводные эрозионные борозды, не связанные с речными долинами и имеющие длину 20—30 *км*, весьма многочисленны в различных участках материкового склона. Их происхождение связано, по-видимому, с эрозией дна придонными потоками и течениями.

Подводные абразионные уступы выявлены главным образом к югу от о. Монерон, где они протягиваются на 10—15 *км* и имеют относительную высоту 14—15 *м*. Подводные куэсты известны к югу от п-ова Крильон, Тонино-Анивского полуострова и о. Монерон и у восточных берегов п-ова Шмидта. Они имеют близкое к меридиональному простирание, высоту в несколько метров и длину 10—20 *км*. Наличие подводных куэст к югу от Сахалина служит убедительным доказательством продолжения складчатых структур острова в направлении Японии. По расположению крутых и пологих склонов куэст можно говорить об абразии в проливе Лаперуза антиклинальной структуры, лежащей на продолжении Южно-Камышевого хребта. То же самое имеет место к югу от Тонино-Анивского полуострова и о. Монерон. Образование куэст у восточного берега п-ова Шмидта связано с обрушением по разлому восточного крыла антиклинальной структуры. Высота этого куэстового уступа около 40 *м*. Его западный склон крутой, восточный — пологий.

Подводный холмистый рельеф (небольшие подводные возвышенности высотой до 10 *м* и шириной в несколько километров в форме холмов, валов и гряд, вытянутых в близком к меридиональному направлении) особенно хорошо выражен у восточного побережья Северного Сахалина, западнее перешейка Поясок, восточнее устья р. Лангери и в заливе Анива. Окончательно решить вопрос об их происхождении

http://jurassic.ru/

затруднительно. Возможно, что они представляют собой размытые древние подводные валы, оказавшиеся на глубинах до 80 *м* в результате послеледниковой трансгрессии. Не исключена возможность, что они приурочены к зоне растущих антиклинальных структур. В этом случае легко объяснимо простирание всей зоны и отдельных возвышенностей параллельно новейшим структурам Северного Сахалина.

На поверхности материковой отмели на небольших глубинах вблизи полуостровов и мысов наблюдается большое количество подводных и надводных абразионных останцов и подводных структурно-абразионных уступов.

Зона материкового склона к юго-востоку от залива Терпения вдоль восточного побережья Северного и Среднего Сахалина имеет изменчивую ширину от 10—15 до 100 *км* и более. Характерными элементами рельефа этой зоны являются подводные каньоны, особенно многочисленные и хорошо выраженные у берегов Южного Сахалина. Их верховья находятся у внешнего края материковой отмели (200 *м*), а устьевые части опускаются на глубину более 1000 *м*. Встречаются как сравнительно простые по очертаниям, почти прямолинейные, так и ветвистые формы. Длина их от 10—15 до 100 *км*. Большинство подводных каньонов не является затопленными речными долинами, и возникновение их скорее всего обусловлено тектоническими причинами и действием мутьевых (суспензионных) потоков.

История геоморфологического развития. Геоморфологическое развитие Сахалина охватывает сравнительно непродолжительный отрезок геологической истории. Еще в верхнем плиоцене остров в современном виде не существовал. Можно предполагать лишь наличие суши в некоторых районах Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор, откуда шел вынос обломочного материала в прогибающиеся морские бассейны.

Резкие изменения в соотношении контуров суши и акваторий произошли на границе верхнего плиоцена и плейстоцена и в начале последнего. Это время характеризуется региональными поднятиями континента, вызвавшего регрессию верхнеплиоценового моря и осушение огромных пространств равнинных территорий шельфа.

Высокое положение суши способствовало интенсивному развитию эрозионных процессов. В западной части Поронайской депрессии бурением обнаружена узкая, линейно вытянутая в направлении залива Терпения ложбина, врезанная в осадки верхнеплиоценовой маруямской свиты и выполненная четвертичными отложениями мощностью 150—200 *м*. Днище этого понижения переуглублено по отношению к современному уровню моря на 100—150 *м*. Образование этой переуглубленной долины, по-видимому, следует относить к начальным этапам геоморфологического развития острова — плиоцен-раннечетвертичному времени. В это время на шельфе существовала достаточно разветвленная эрозионная сеть. Древние затопленные речные долины выявлены, например, в северной мелководной части залива Терпения. Многие из них являются продолжением островных рек Поронай, Оленьей и др. Несмотря на интенсивное развитие эрозионных процессов, горные возвышенности Сахалина отличались массивностью форм и широким развитием на водоразделах древних донеогеновых поверхностей выравнивания. На севере Сахалина в это время происходит формирование молодой четвертичной поверхности выравнивания, срезающей верхнеплиоценовые складчатые структуры. В условиях развития слабо диагенезированных толщ неогена и палеогена (пески, реже песчаники, алевриты, глины и т. п.) выравнивание территории происходило чрезвычайно быстро и, по-видимому, завершилось к среднему плейстоцену.

http://jurassic.ru/

Следов раннечетвертичного оледенения на острове не обнаружено, но похолодание в раннем плейстоцене устанавливается довольно отчетливо по выпадению из спорово-пыльцевых комплексов элементов неогеновой флоры.

Средний плейстоцен был временем проявления значительных по амплитуде тектонических движений, вызвавших поднятие горных районов и прогибание наиболее значительных межгорных впадин. Внутригорные впадины этими движениями были вовлечены в поднятие и не служили областями осадконакопления, например Углегорская впадина и многие другие. Характерными особенностями этих впадин являются малая мощность четвертичных отложений и развитие многочисленных цокольных террас и врезанных меандров. Все эти признаки позволяют говорить о преобладании в их развитии поднятия.

В связи со среднечетвертичным поднятием происходит интенсивное расчленение гор и вынос огромных масс обломочного материала в предгорья и в межгорные впадины. К подобного типа образованиям относятся валунно-галечниковые накопления, широкой полосой протягивающиеся вдоль восточного подножья Западно-Сахалинских гор и имеющие мощность несколько десятков метров. В ледниковый этап среднего плейстоцена могли сформироваться толщи флювиогляциальных отложений, образующих верхнюю часть разреза грубообломочных отложений. В результате поднятий в наиболее возвышенных районах могли создаться благоприятные условия для развития долинного оледенения.

В среднечетвертичное время Сахалин оставался частью материка, но его площадь за счет расширения акваторий стала меньше, часть шельфа оказалась затопленной. В первую половину позднего плейстоцена, в межледниковое время, происходит повсеместное эвстатическое повышение уровня мирового океана. Территория Сахалина впервые превращается в остров, отделявшийся от материка более широким проливом, чем современный Татарский пролив. В это время накапливаются осадки нижнего комплекса террас: на побережье острова морских, во внутренних его районах — континентальных. Во вторую половину позднечетвертичного времени в Восточно-Сахалинских горах (и возможно, Западно-Сахалинских) возникают отдельные центры долинного оледенения. Регрессия моря вызвала исчезновение мелководного пролива, и Сахалин снова причленяется к материку. Происходит глубокое расчленение горных районов и формирование террас. Рельеф острова приобретает современные черты.

Послеледниковое время ознаменовалось повсеместно на берегах окраинных морей Тихого океана развитием трансгрессии, которая в большинстве случаев проявилась в форме ингрессии. Послеледниковая трансгрессия не вызвала отчленения Сахалина от материка. На месте пролива продолжает располагаться обширная низменная заболоченная равнина. В проливе Невельского при бурении были встречены затопленные торфяники, которые как на прибрежных равнинах материка, так и на Сахалине занимают обширные площади. Это является доказательством молодости пролива Невельского, который, по-видимому, образовался совсем недавно, всего несколько тысяч лет тому назад.

http://jurassic.ru/

Глава IX

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ САХАЛИНА

Геологическое развитие Сахалина более полно и точно устанавливается лишь с позднего мела. Вероятно, только после бурения глубоких скважин в целом ряде мест Сахалина и после проведения детальных и в большом объеме геофизических работ появятся данные, освещающие ход историко-геологического процесса в раннемеловое и домеловое время. В настоящее время имеются данные, освещающие лишь отдельные и довольно короткие отрезки геологического времени: 1) времени накопления вальзинской серии (ранний или средний палеозой); 2) времени накопления островской и житницкой свит и нижней части далдаганской серии (поздний палеозой) и 3) времени накопления набильской серии, новиковской свиты и большей части далдаганской серии (поздняя юра или, возможно, ранний мел).

Восстанавливать же ход геологического развития Сахалина, как это иногда делается, опираясь на данные, установленные на смежных территориях (на Сихотэ-Алине или на Японских островах и тем более на Камчатке и в Корякском нагорье), неправильно, так как эти регионы, видимо, развивались иначе, нежели Сахалин, и для этих территорий данные о древней геологической истории весьма ограниченны.

В раннем или среднем палеозое на обширной площади, протягивающейся от Сусунайского хребта до северной окраины Восточно-Сахалинских гор, на протяжении более чем 500 *км*, в пределах Сахалина накапливалась весьма характерная вальзинская серия осадочных отложений. Эта серия отложений, широко распространенная в Сусунайском хребте, в Восточно-Сахалинских горах и в долине р. Поронай, под чехлом неогеновых отложений имеет мощность более 3000 *м*. В нижней части она сложена темными, почти черными, графитистыми сланцами, хлоритовыми и другими сланцами и филлитами с подчиненным количеством мраморизованных известняков и кварцитов. В верхней части вальзинская серия сложена зелеными метаморфическими сланцами, кварцитами, мощными линзами и пластами мраморизованных известняков.

Как показали Ю. М. Ковтунович, Д. Ф. Семенов и др., породы, слагающие вальзинскую серию, образовались путем регионального метаморфизма глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых осадков, с примесью (иногда довольно значительной) вулканогенного материала основного и среднего состава, с залежами, пластами и крупными линзами карбонатных пород.

Возраст этой серии устанавливается предположительно как ранне- или среднепалеозойский, т. е. примерно как ордовикский — девонский. Состав пород вальзинской серии дает указания на накопление этой толщи в условиях открытого морского бассейна.

В Сусунайском хребте, как показали наблюдения Л. Б. Кривицкого и В. В. Гольц, а также более поздние исследования Д. Ф. Семенова и др., вальзинская серия исключительно сложно дислоцирована,

http://jurassic.ru/

с образованием изоклинальных, запрокинутых и даже лежачих складок преимущественно с северо-западным простиранием осей складок. Отдельные пачки серии, особенно в нижней ее части, сложно гофрированы, с образованием изоклинальных слоек, указывающих на текстуры течения, возникшие в процессе складкообразования.

В Восточно-Сахалинских горах, по данным Ю. М. Ковтуновича, вальзинская серия дислоцирована, хотя и сложно, с мелкими дополнительными складками и гофрировкой отдельных слоев, но общая структура здесь отличается очень пологим залеганием крыльев складки. Причина образования таких пологих структур недостаточно ясна. Возможно, в данном случае мы имеем дело с корнями крупных лежачих или запрокинутых складок. Общее простирание складчатых структур в Восточно-Сахалинских горах северо-северо-западное, с отклонением к северо-западному.

Вальзинская серия на Сахалине не только сложно дислоцирована, но и прорвана многочисленными небольшими интрузиями основного и ультраосновного состава. Образование этих интрузий связано с более поздними геологическими периодами и, таким образом, не проливает света на историю геологических, точнее — магматических процессов вальзинского времени.

Имеющиеся данные позволяют пока высказывать предположение о том, что возникновение вальзинской серии связано с существованием крупной геосинклинали, распространявшейся и на смежные с Сахалином регионы. Дислокации серии, по всей вероятности, обусловлены складчатыми процессами докаменноугольного времени, так как формирование житницкой и островской свит, очевидно, относится к новому, более позднему, этапу геологического развития острова, нежели формирование вальзинской серии.

Геологические процессы, имевшие место на Сахалине в конце палеозоя, расшифровываются с помощью анализа условий образования и последующих изменений житницкой свиты в Восточно-Сахалинских горах, островской свиты на Тонино-Анивском полуострове и далдаганской серии, вернее ее нижней части, в Таулан-Армуданском хребте. Так как прямых данных о характере соотношений верхнепалеозойских отложений с вальзинской серией нет, пока не представляется возможным восстановить палеогеографические, тектонические и другие условия, имевшие место в течение геологического времени, последующего за образованием вальзинской серии и предшествующего накоплению житницкой и островской свит и далдаганской серии. Можно считать установленным лишь факт проявления регионального метаморфизма, несомненно предшествовавшего накоплению явно слабее метаморфизованных осадков верхнего палеозоя.

В пределах Тонино-Анивского полуострова, по данным Ю. Н. Тарасевича, верхнепалеозойские отложения (островская свита) представлены толщей мощностью более 1000 *м*, состоящей из песчано-алевритовых осадков с подчиненным количеством кремнисто-глинистых и кремнистых осадков, с линзами и прослоями известняков, образовавшихся в морском бассейне с нормальным солевым и гидрохимическим режимом.

В пределах Восточно-Сахалинских гор, по данным Ю. М. Ковтуновича и других исследователей, в каменноугольное или пермское время накопилась толща осадков (житницкая свита) мощностью более 1000 *м*. Эта толща состоит из песчано-алевритовых пород, иногда с очень мощными линзами известняков, пластами и пачками кремнистых и кремнисто-глинистых пород, спилитами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами.

http://jurassic.ru/

Близкая по составу толща синхронных образований распространена и в Таулан-Армуданском хребте (нижняя часть далдаганской серии). Судя по комплексу органических остатков, обнаруженных в островской свите на Тонино-Анивском полуострове и в далдаганской серии в Таулан-Армуданском хребте, в позднепалеозойское время моря, располагавшиеся на современной территории Сахалина, имели широкие связи с морскими бассейнами, распространявшимися в Приморском крае и в других частях Сихотэ-Алиня. Все эти отложения весьма интенсивно дислоцированы, собраны в узкие, иногда изоклинальные или запрокинутые складки, с крутыми углами наклона крыльев. Простирание осей складок в основном северо-северо-западное. Образование отложений, видимо, связано с геосинклинальными условиями. Аналогичные отложения известны на смежной территории о. Хоккайдо, где они получили название серии Хидака, возраст которой недостаточно ясен, но условно считается позднепалеозойским.

История развития Сахалина в триасе и в юре остается неясной, так как соответствующих осадочных толщ пока не установлено. На смежной территории Японии, расположенной к югу от Сахалина, известны и триасовые и юрские отложения различного состава и происхождения: морского и континентального. Причем там фиксируются периоды интенсивного складкообразования и горообразования, обусловившие несогласия в наслоении раннемезозойских толщ и перерывы в отложениях. Возможно, что в это время условия накопления осадков на Сахалине были близки к таковым в Японии. В таком случае отсутствие аналогичных образований триасового и юрского возраста на Сахалине может быть связано с последующим их уничтожением в предверхнеюрское время. Правда, не исключено и то, что на глубине под покровом неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых отложений при более детальных исследованиях будут найдены не только триасовые, но и нижне- и среднеюрские отложения. В этом отношении представляют интерес данные, изложенные А. Н. Криштофовичем (Криштофович, 1933), о находке в прибрежной зоне залива Малый Эхаби на северо-востоке Сахалина валуна кордиеритового сланца с отпечатками триасовой пелециподы — *Claraia* sp. Происхождение этого валуна, найденного в четвертичных отложениях, пока неизвестно, но возможно, что он происходит и с территории Сахалина.

В последние годы в результате исследований Ю. М. Ковтуновича, Ю. Н. Тарасевича, В. О. Савицкого, В. Т. Шейко, В. Г. Краснова и др. установлено широкое распространение на Сахалине, в Восточно-Сахалинских горах и в Тонино-Анивском хребте весьма своеобразных вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, которые ранее ошибочно относились к палеозою. Находки в кремнистых породах остатков радиолярий, а в известняках одиночных кораллов, строматопор, гидроидных полипов и гастропод из рода *Nerinea* позволяют определять возраст этих отложений скорее как позднеюрский, но возможно, и раннемеловой. К этим отложениям относятся: набильская серия Восточно-Сахалинских гор, новиковская свита Тонино-Анивского хребта, большая часть (верхняя) далдаганской серии Таулан-Армуданского хребта и условно мезозойские отложения п-ова Шмидта. Таким образом, общая площадь распространения этих отложений в позднеюрское — раннемеловое время, очевидно, была более 120—150 тыс. *км*², при протяженности поля около 1000 *км* и ширине его не менее 150 *км*. Если учесть распространение этих отложений и южнее, в пределах о. Хоккайдо, где они носят название серии Сорати или Онисаси, то протяжение поля распространения этих своеобразных образований может измеряться

http://jurassic.ru/

1300—1500 *км.* Общая мощность этих отложений (набильская серия) в Восточно-Сахалинских горах около 4000—4500 *м.* Нижняя часть набильской серии (остринская свита) сложена песчаниками, иногда грубозернистыми, но обычно тонкозернистыми и мелкозернистыми. Выше залегают песчано-алевритовые образования с несколькими пачками переслаивания песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых сланцев, яшм, иногда радиоляритов, с линзами известняков и с пластами спилитов, диабазовых и андезитовых порфиритов, туфов и туффитов. Верхняя часть набильской серии (хойская свита) сложена алеврито-песчаными отложениями с подчиненными пластами и прослоями кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев и с линзами и пластами известняков, спилитов и порфиритов. Выше этих отложений залегает толща мощностью до 1000—1500 *м,* которую сейчас относят к хойской свите, но ранее (Махинин, 1955) она рассматривалась как самостоятельная лопатинская свита. Причем В. А. Махинин указывал, что лопатинская свита залегает с размывом и несогласно на подстилающих отложениях, т. е. примерно на нижней части хойской свиты.

Рассматривая в целом все эти отложения, можно считать принадлежащими их к типично эвгеосинклинальным образованиям. Интересно, что на о. Хоккайдо выше этих образований залегают осадки явно миогеосинклинального типа (альбские и верхнемеловые отложения). На Сахалине же (в Восточно-Сахалинских горах) и более молодые отложения — верхнемеловые — представлены также эвгеосинклинальным типом осадков (рымникская серия). Однако в пределах Тонино-Анивского полуострова на новиковской свите позднеюрского — раннемелового возраста, по составу весьма близкой к набильской серии, залегают альбские и верхнемеловые отложения несомненно миогеосинклинального типа.

Степень дислоцированности верхнеюрских — нижнемеловых отложений весьма интенсивная. По интенсивности складчатости набильская и далдаганская серии и новиковская свита мало отличаются от более древних образований. Эти отложения собраны в узкие линейно вытянутые складки северо-северо-западного простирания, иногда изоклинальные, запрокинутые, с крутыми углами наклона крыльев складок и многочисленными разломами в ряде мест весьма значительной амплитуды.

Магматические образования в форме интрузивных тел (силлов и даек) часто вытянуты по простиранию на 15—20 *км,* мощность их несколько десятков метров и прорывают они складчатый комплекс верхнеюрских — нижнемеловых отложений. Эти магматические образования представлены серпентинитами, габбро и габбро-диабазами. Галька этих пород найдена в неогеновых конгломератах. В конгломератах палеогенового и позднемелового возраста пока достоверно не установлены гальки из этих образований, поэтому возраст их считается донеогеновым и, возможно, раннемеловым.

При определении времени формирования рассматриваемого комплекса отложений и времени последующей их деформации можно опираться на некоторые достаточно точно установленные данные. Известно, например, что набильская серия и новиковская свита моложе позднего палеозоя и по комплексу, хотя и небольшого количества органических остатков, относятся скорее к поздней юре, чем к раннему мелу.

Более молодые (альбские и верхнемеловые) отложения залегают, по-видимому, несогласно на верхнеюрских — раннемеловых отложениях. Таким образом, время проявления складчатости и формирования главнейших структур, вероятно, приходится на готеривский и барремский века. Это предположение находит некоторое подтверждение в пределах смежных регионов, где к этому же промежутку времени приуро-

http://jurassic.ru/

чены и перерыв в отложении и фаза складчатости (Верещагин, 1961). Однако этому противоречат данные, установленные на близрасположенной территории о. Хонсю, где и в готериве и в барреме накапливалась мощная толща морских геосинклинальных осадков и перерыва в седиментации не происходило.

Выше мы рассмотрели историю геологического развития Сахалина в предальбское, возможно, в предаптское время. По имеющимся данным, можно считать, что в раннем и среднем палеозое, в позднем палеозое и в поздней юре — раннем мелу Сахалин представлял собой часть крупной геосинклинальной области. Вероятно, в силурийское или девонское время здесь проявилась интенсивная складчатость, с которой связано образование складок преобладающего северо-западного или северо-северо-западного простирания, в которые смяты отложения вальзинской серии. По аналогии со смежными регионами Японии можно предполагать, что в триасе и в ранней юре на Сахалине также имело место проявление складчатости, когда были дислоцированы островская и житницкая свиты, а также далдаганская серия.

Следующие по времени складчатые движения, вероятно, проявились в начале мелового периода. С этими движениями, возможно, были связаны поднятия значительной части Сахалина и размыв более древних образований, а затем новое погружение области и накопление весьма мощной толщи осадков. Общее прогибание геосинклинального прогиба, очевидно, началось в альбское или даже в аптское время. Хотя прямых данных о начале времени прогибания еще крайне мало, но так как между айской и найбинской свитами не устанавливается перерыва в накоплении осадков и слои этих свит залегают согласно, можно считать, что общее прогибание началось еще в предальбское время, учитывая, что нижняя часть айской свиты, по-видимому, образовалась в альбское или даже в аптское время.

Х. Ябе в свое время высказал предположение о том, что в Хоккайдо-Сахалинской области первая обширная трансгрессия в меловое время началась примерно в апте и продолжалась в альбе (Yabe, 1926). Осадки, накопившиеся в этот промежуток времени, Х. Ябе предложил именовать серией Мияко, а первую меловую трансгрессию — трансгрессией Монобегава. А. Н. Криштофович несколько ранее выделял на Сахалине наиболее древние из меловых отложений под названием айнусского яруса и рассматривал их как аналоги нижнего сеномана единой стратиграфической шкалы. Новые данные показывают, что айнусский ярус А. Н. Криштофовича по возрасту соответствует альбу и является аналогом серии Мияко.

Геологическое развитие отдельных регионов Сахалина в меловое, палеогеновое и неогеновое время в значительной степени отличалось, что и определило развитие его отдельных структурно-фациальных зон: Западно-Сахалинской, Тымь-Поронайской, Тонино-Анивской, Восточно-Сахалинской, Северо-Сахалинской и Шмидтовской (рис. 69).

В настоящее время устанавливается, что в конце раннего мела, очевидно, от широты мысов Крильон и Анива на юге до мысов Елизаветы и Марии на севере протягивался обширный участок открытого морского бассейна, в пределах которого накапливалась мощная толща существенно терригенных отложений. Эти отложения представлены средне- и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами и в меньшей мере аргиллитами. Среди них присутствуют также кремнисто-глинистые породы и пласты, обогащенные карбонатным веществом. Некоторая примесь вулканогенного материала в породах айской свиты указывает не только на размыв в это время вулканических образований более древнего возраста, но и на синхронное проявление вулканической дея-

http://jurassic.ru/

тельности, имевшее место в это время на Сахалине. Вероятно, обнажающиеся в нижнем течении р. Онор вулканогенные образования, подстилающие там верхнемеловые отложения, являются аналогами айской свиты. На севере аналогами айской свиты являются нижние части побединской свиты и, возможно, слои, обнажающиеся в верховье ключа Самохинского к востоку от Арково, представленные чередующимися кремнистыми и глинисто-алевритовыми породами. Мощность накопившихся осадков в это время достигала 1500—2000 *м*.

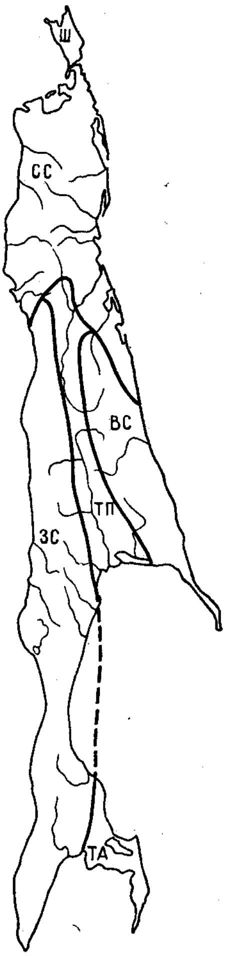


Рис. 69. Схема районирования Сахалина. Структурно-фациальные зоны
ЗС — Западно-Сахалинская, ТП — Тымь-Поронайская, ТА — Тонино-Анивская, ВС — Восточно-Сахалинская, СС — Северо-Сахалинская; Ш — Шмидтовская

В Восточно-Сахалинских горах возможные аналоги айской и вышележащей найбинской свит пока еще достоверно не установлены. Однако можно предположить, что в конце раннего мела и в начале позднего мела область, в пределы которой входил Сахалин, резко дифференцировалась на две части. На западе образовался Западно-Сахалинский трог с особым ходом процесса седиментации, по типу весьма близкий к миогеосинклинальному, а на востоке продолжал развиваться Восточно-Сахалинский эвгеосинклинальный прогиб. История развития этих внутригеосинклинальных, или интрагеосинклинальных, прогибов, очевидно, была различной на протяжении почти всего позднего мела и только в самом конце мелового периода (в позднем кампане или в маастрихте) установились общие условия седиментации, вулканизма, тектонических проявлений и интрузивного магматизма в пределах всего острова.

В пределах Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны на протяжении сеноманского и туронского веков располагался крупный морской бассейн, в котором накопилась толща мощностью до 2000 *м* песчано-алевритового состава (быковская свита). Вулканогенный материал поступал в бассейн седиментации в весьма ограниченных размерах, в виде обломков ранее образовавшихся пирокластических пород.

В коньякском веке этот бассейн седиментации начал испытывать общее обмеление, особенно отчетливо проявившееся в северной части. Однако, несмотря на обмеление, скорость накопления осадков не уменьшилась. В это время образовались значительная часть верблюжегорской свиты и отчасти арковская свита на севере зоны и средняя часть быковской свиты на юге, т. е. накопилось не менее 2000—2500 *м* осадков.

В сантонском веке на севере накапливались еще более мелководные морские отложения, пресноводно-континентальные, а также наземные болотные образования, с которыми связано образование угольных пластов арковской свиты. На юге же, как и прежде, осадки аккумулировались в открытом морском бассейне с нормальной соленостью вод и нормальным гидрохимическим режимом.

В начале кампанского века имело место общее наступление моря на север, вплоть до северных границ Главного мелового поля, и, очевидно, одновременное углубление морского бассейна.

http://jurassic.ru/

В это время в пределах всей Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны накапливались тонкозернистые алеврито-аргиллитовые осадки, в которых захоронены многочисленные остатки аммонитов: *Anapachydiscus nautanni* Yok., *Menuites menu* Forb., *Polyptychoceras pseudogaultinum* Jimbo и др., а также *Inoceramus nautanni* Yok.

Однако на севере этой зоны наступление и углубление морского бассейна было кратковременным и в дальнейшем седиментация здесь продолжалась в прибрежно-морских, пресноводно-континентальных и наземно-болотных условиях. Именно в это время образовалась характерная для севера жонкьерская угленосная свита. На юге же зоны, как и прежде, накапливались морские алеврито-аргиллитовые осадки с подчиненными им в количественном отношении псаммито-алевритовыми осадками.

В середине кампана обстановка седиментации изменилась в пределах всей Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны. Вследствие имевшего место общего поднятия не только внутри зоны, но и на прилегающих пространствах, условия накопления осадков сменились на прибрежно-морские, мелководные. Приблизились и области сноса, что обусловило накопление более грубозернистых осадков — вплоть до гравелитов, грубозернистых песчаников и маломощных пластов конгломератов. Так, в основании красноярковской свиты весьма часто встречается пласт мощностью до 2—5 *м* мелко- и среднегалечных конгломератов. Часто в этих слоях обнаруживаются крупные обломки окаменелой древесины, обуглившиеся растительные остатки, а иногда и тонкие линзочки блестящего каменного угля. Из органических остатков встречаются груборебристые радиально-ребристые иноцерамы, часто очень больших размеров, устрицы, иногда корбикулы. Однако наряду с ними находятся и остатки аммонитов, в том числе довольно крупные. Все это указывает на накопление осадков в береговой зоне открытого морского бассейна.

Позднее, в конце кампанского и в маастрихтском веке, имели место некоторое постепенное углубление бассейна, расширение связей моря с другими морями Тихоокеанской области и, вероятно, некоторое ускорение процессов седиментации, что обусловило накопление довольно мощной пачки средней части красноярковской свиты.

Наконец, в конце маастрихта наметилась регрессия моря в направлении с севера на юг и соответственно на севере накопление осадков продолжалось в прибрежных или отчасти пресноводно-континентальных условиях, а на юге в условиях нормального морского бассейна. Эти условия сохранились и в течение датского века. Одновременно на севере зоны несколько усилилась вулканическая деятельность, хотя и весьма незначительно. В это время на юге зоны накопилась верхняя, или синегорская, подсвита, а на севере зоны — верхняя, или бошняковская, подсвита красноярковской свиты. Первая является толщей морских терригенных отложений, а вторая — пресноводно-континентальных (отчасти и морских) терригенных с небольшой примесью вулканогенных образований.

Весь ход геологического развития Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны в течение мелового периода характеризуется общим довольно спокойным прогибанием ее, накоплением весьма мощной толщи осадков существенно терригенного состава (до 6000—6500 *м*) и почти полным затуханием вулканических процессов. В этом отношении эта зона весьма резко контрастирует с обрамляющей ее Сихотэ-Алиньской зоной на западе и с зоной, расположенной к востоку, — Восточно-Сахалинской. На западе в пределах Сихотэ-Алиня в позднем мелу имели место интенсивные прогибания и поднятия отдельных

http://jurassic.ru/

участков, интенсивная вулканическая деятельность и накопление осадков в эвгеосинклинальных условиях. То же имело место и в Восточно-Сахалинской зоне.

Восточно-Сахалинская структурно-фациальная зона в течение позднемеловой эпохи распространялась от северной окраины п-ова Шмидта примерно до залива Терпения и поперек от западных склонов Восточно-Сахалинских гор до современного восточного побережья Сахалина. Эти границы на севере, востоке и юге не соответствуют истинным границам структурно-фациальной зоны. Они, вне всякого сомнения, значительно меньше, чем истинные. Но истинные границы, скрытые под водами Охотского моря, сейчас установить невозможно, даже используя данные геофизики.

Выше уже указывалось, что в Восточно-Сахалинской зоне в начале позднего мела накапливались весьма характерные мощные толщи осадков эвгеосинклинального типа. Сюда относится мощная толща богатинской и ракитинской свит, состоящих главным образом из вулканогенно-кремнистых образований (спилитов, порфиритов, яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых осадков). Хотя в этих отложениях найдено ничтожно малое количество органических остатков, преимущественно скелетов радиолярий, можно предполагать, что эти две свиты по возрасту синхронны быковской свите Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны.

Позднее в этой зоне на севере накапливалась березовская свита, которая, очевидно, является аналогом красноярковской свиты. Она также содержит яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, но в ее составе преобладающее участие принимают и нормальные терригенные осадки: песчаники, алевролиты и аргиллиты и небольшое количество карбонатных осадков.

На юге Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоны состав осадков, накопившихся в конце мелового периода, весьма сходен с составом осадков, накопившихся в Западно-Сахалинской зоне. Заслоновская, туровская и ольдонская свиты, выделенные Ю. М. Ковтуновичем на п-ове Терпения, весьма сходны с осадками, развитыми на юге Западно-Сахалинских гор (со слоями красноярковской свиты), но, вероятно, образовались в еще более глубоководной части открытого морского бассейна.

Исходя из обилия вулканических образований в составе верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоны, можно судить об исключительной интенсивности вулканизма в позднем мелу в этой части Сахалина.

История развития восточной части Сахалина в палеогеновом периоде остается пока не ясной, так как заведомо палеогеновые отложения здесь не установлены. К палеогену ранее относилась, выделенная И. Б. Плешаковым, характерная толща конгломератов — люкаминская свита, которую позднее стали рассматривать как ранненеогеновую, хотя и для этого пока оснований недостаточно.

Многие исследователи в настоящее время считают, что во всей Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоне в палеогеновое время осадки не накапливались и что эта зона в палеогене была приподнята и интенсивно разрушалась. Основанием для такого предположения является отсутствие где-либо в восточной части Сахалина твердо установленных палеогеновых отложений. Однако этот факт может отражать не столько истинное состояние геологического строения, сколько состояние геологической изученности этого региона. Более того, прекращение седиментации в Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоне с начала палеогенового периода весьма сомнительно. Как

http://jurassic.ru/

видно из изложенного выше, в течение всей позднемеловой эпохи здесь располагался эвгеосинклинальный прогиб, в пределах которого с огромной скоростью накапливались кремнистые, глинистые и пирокластические образования. И только в конце мелового периода наметилось некоторое изменение условий седиментации, т. е. аккумуляция главным образом терригенных отложений, хотя и с очень большой скоростью, так как мощность этих отложений, накопленных в короткий отрезок геологического времени, оказалась огромной. Только на протяжении маастрихтского века здесь накопилось до 2000 *м* осадков (ольдонская свита).

Исходя из этого, можно предположить, что, как и в конце мелового периода, в последующий палеогеновый период накопление осадков продолжалось и, следовательно, палеогеновые отложения в этой зоне, вероятно, образовывались. Позднее, в преднеогеновое время, очевидно, имело место воздымание Восточно-Сахалинской зоны и уничтожение осадков, накопившихся в палеогеновое время. Вполне возможно, что это уничтожение не было полным и в дальнейшем такие осадки будут обнаружены.

Значительно большее количество данных о ходе геологического развития Сахалина в течение палеогенового периода имеется в пределах Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны. Вдоль центральной осевой части этой зоны сплошным полем распространяются палеогеновые отложения. Они не только полно представлены здесь, но и обладают весьма значительной мощностью. В составе палеогеновых отложений различаются две части: нижняя и верхняя. Нижняя часть мощностью до 1500—2000 *м* представлена каменской, нижнедуйской и краснопольевской свитами. Верхняя часть мощностью до 500—700 *м* представлена такарадайской свитой на юге и геннойшинской свитой на севере.

Нижняя часть палеогена залегает с размывом, а местами и без размыва, согласно или со слабым несогласием на подстилающих ее верхнемеловых отложениях, причем последние стратиграфически вверх постепенно сменяются палеогеновыми отложениями. Устанавливается достаточно точно, что на Сахалине, по крайней мере в пределах Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны, на рубеже мелового и палеогенового периодов не произошло каких-либо существенных изменений, т. е. не проявилось сколько-нибудь существенных складчатых движений, магматическая деятельность не испытала какого-либо усиления и темп седиментации в пределах седиментационного бассейна почти не изменился. Однако при продолжающемся общем погружении уровень поверхности, на которой происходило накопление осадков, несколько повысился. Морской бассейн сократился в своих размерах и на значительных пространствах осадки накапливались в пресноводно-континентальных паралических условиях. Смежные области (области денудации), наоборот, испытали общее поднятие, местами, вероятно, весьма значительное, в результате чего в бассейн седиментации стал поступать крупнообломочный материал. Вместо тонкозернистых, существенно глинисто-алевритовых осадков в палеогене стали накапливаться вначале мощные пачки конгломератов, переслаивающиеся с песчаниками и содержащие пласты и пропластки угля (каменская свита), а затем песчаники с большим количеством пластов угля (нижнедуйская свита), и далее песчаники существенно морского происхождения, но чередующиеся с прибрежно-континентальными отложениями (краснопольевская свита). Накапливался в это время главным образом терригенный материал почти без сколько-нибудь значительной примеси перемытого вулканического материала, хотя галька конгломератов и включает значительную часть обломков эффузивного происхождения. Наблюдения

http://jurassic.ru/

над изменением состава и величины обломочного материала (Тодоровская и Жидкова, 1963; Потапова, 1960) в нижних слоях палеогена достаточно определенно указывают на то, что область сноса располагалась где-то на севере Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны. Мощность конгломератов и размер галечного и валунного конгломератов в нижних слоях палеогена заметно убывают в направлении с севера на юг. Также изменяются и более высокие горизонты палеогена (нижнедуйская и краснопольевская свиты).

По поводу расположения области денудации, откуда доставлялся в пределы Западно-Сахалинского седиментационного бассейна, или иначе в пределы Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны, обломочный материал, высказаны две точки зрения. Некоторые исследователи (Потапова, 1960 и др.) считают, что основной обломочный материал в начале палеогенового периода поступал главным образом с запада из Сихотэ-Алиньской складчатой области, другие исследователи (Жидкова и Тодоровская, 1963) считают, что область сноса находилась в это время в Восточно-Сахалинских горах и именно оттуда поступал обломочный материал и в первую очередь обломки кремнистых пород, яшм, эффузивных пород и т. д.

Это представление базируется в значительной степени на том, что палеогеновые отложения пока не установлены в Восточно-Сахалинской зоне и что, следовательно, в палеогене на поверхность выходили набильская серия и житницкая свиты существенно вулканогенно-кремнистого состава, которые при разрушении поставляли основную массу терригенного материала.

В настоящее время получен достаточно существенный материал, который делает более предпочтительной гипотезу о расположении области денудации в палеогеновое время не к востоку, а к западу, скорее к северо-западу от Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны.

Рассмотрим кратко, какие данные делают эту гипотезу более предпочтительной.

1. Выше отмечалось, что в пределах Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны на рубеже мелового и палеогенового периодов не произошло каких-либо существенных изменений в условиях седиментации и продолжали накапливаться осадки, хотя и в изменившейся фациальной обстановке. Такая же тенденция в условиях седиментации наблюдается и в Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоне, хотя там и отсутствуют твердо доказанные палеогеновые отложения.

2. В настоящее время доказано, что к востоку от полосы распространения палеогеновых отложений распространена широкая полоса развития нормально-осадочных морских и пресноводно-континентальных верхнемеловых отложений.

3. В том случае, если снос обломочного материала происходил с востока, нижнепалеогеновые отложения и в первую очередь каменская (конгломератная) свита образовались бы за счет разрушения тех отложений, которые находились от них к востоку и в непосредственной близости, т. е. за счет наиболее молодых из меловых отложений — датских или маастрихтских, иначе говоря, за счет разрушения ольдонской свиты или верхней части березовской свиты.

4. Однако эти наиболее молодые из меловых (не только датские и маастрихтские, но и вообще все верхнемеловые) отложения сохранились, не размыты и, следовательно, не могли служить источником обломочного материала для палеогена.

5. Кремнистые и кремнисто-вулканогенные образования набильской серии, которые могли бы в начале палеогена являться продуктами разрушения и переноса, и в настоящее время не обнажены на поверхности

http://jurassic.ru/

в Западно-Сахалинских горах, а в Восточно-Сахалинских горах они, вероятно, были обнажены только к концу палеогена.

Таким образом, привнос материала с востока при образовании палеогеновой каменской, нижнедуйской и краснопольевской свит вряд ли возможен. На западе же, в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области, к началу палеогена возникли высокие горы, сложенные разнообразным комплексом горных пород и в том числе кремнистых, кремнисто-глинистых, эффузивных, гранитоидных и т. д., галька которых хорошо различается в конгломератах основания палеогена Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны.

Во второй половине палеогена эта зона продолжала испытывать дальнейшее погружение, видимо не полностью компенсированное накопившимися осадками. В связи с этим происходило накопление осадков уже не в наземных или в прибрежно-морских условиях, а в условиях открытого морского бассейна, хотя и не глубокого, но с удаленной береговой линией. Вулканическая деятельность в это время проявлялась столь же слабо, что и в начале палеогена.

В конце палеогена складчатые движения на Сахалине, по-видимому, проявились сравнительно интенсивно, причем наиболее интенсивно в Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоне. Именно в это время образовались основные складчатые и разрывные структуры, которые наблюдаются в настоящее время в Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоне как среди меловых, так и среди палеогеновых отложений и в Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоне в верхнемеловых отложениях. И именно в это время заложились основные черты общей мегантиклинальной структуры всего острова. Причем в это время восточная часть острова, т. е. районы, расположенные к востоку от Западно-Сахалинских гор, испытали наибольшее поднятие и соответственно наиболее глубокий размыв. Западная же часть Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны такого подъема не испытала и сохранила общую тенденцию к погружению и седиментации и в конце палеогена, на рубеже с неогеном. Этим и объясняется, что в этой части Сахалина не наблюдается сколько-нибудь заметных перерывов в седиментации (согласное налегание, скорее скрытое несогласное налегание) неогеновых отложений на палеогеновых. В восточной же части Сахалина почти повсеместно неогеновые отложения залегают резко несогласно и с глубоким размывом не только на меловых, но и на более древних отложениях, а палеогеновые отложения почти повсеместно смыты.

Магматическая деятельность в это время проявилась во внедрении в земную кору гипабиссальных малых интрузий гранитного, гранодиоритового и плагиогранитного состава, а также малых интрузий основного и среднего состава, особенно многочисленных в Восточно-Сахалинских горах и на п-ове Шмидта.

Вслед за складчатыми движениями и образованием орографических поднятий в конце палеогена произошло выравнивание страны и общее ее погружение. Таким образом, фаза складчатости, поднятие и разрушение были весьма кратковременными, хотя и обусловили существенное изменение структуры Сахалинской складчатой области и предопределили расчленение ее на иные, новые структурно-фациальные области.

Новое погружение Сахалинской области седиментации в начале неогена было повсеместным. Сейчас устанавливается достаточно определенно, что вначале все районы с современными положительными формами рельефа были или ниже уровня моря или на отметках, близких к уровню моря, и повсеместно происходило накопление осадков,

26 Зак. 336

http://jurassic.ru/

хотя внутри этой обширной области седиментации располагались районы, то испытавшие тенденцию к погружению, то, наоборот, испытывавшие тенденцию к некоторому поднятию. Очевидно, только после проведения достаточно обстоятельных литологических исследований неогеновых отложений станет возможным выявить все эти отдельные разнородные части внутри единой структуры. Сейчас же можно определить лишь контуры наиболее крупных структурно-фациальных зон, сформировавшихся на рубеже палеогенового и неогенового периодов на Сахалине.

Выполненные в последние годы рядом исследователей работы по корреляции неогеновых отложений Сахалина позволяют в достаточной степени точно выявить картину структуры острова в преднеогеновое и в неогеновое время. Следует заметить, что, несмотря на повсеместное проявление преднеогеновых складчатых движений и последующее общее поднятие острова, главнейшие структурно-фациальные зоны, существовавшие в предшествующие геологические эпохи, продолжали развиваться и сохранили свои индивидуальные особенности.

Западно-Сахалинская структурно-фациальная зона к началу неогена на всем своем протяжении представляла собой низменную слабо всхолмленную равнину, полого наклоненную с востока на запад и переходящую в это время в выровненный мелководный шельф с гирляндами островов, увенчанных интенсивно действующими вулканами. Продукты вулканической деятельности особенно обильно поставлялись в районы, расположенные вблизи западного побережья Сахалина между г. Александровском на севере и г. Холмском на юге. В районы, более удаленные к востоку (расположенные вдоль восточного склона Западно-Сахалинских гор), вулканогенный материал не поступал.

В восточной части Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны в начале миоцена, в мачигарское или даже, возможно, несколько более раннее время располагалась прибрежно-морская, невысоко приподнятая равнина, в пределах которой накапливались пресноводно-континентальные отложения, вероятно, за счет привноса обломочного материала из отдельных мест. Во всяком случае, накопившиеся здесь конгломераты состоят главным образом из хорошо отсортированной мелкой гальки кварца и в подчиненном количестве кремнистых пород, яшм и других пород.

Во второй половине мачигарского времени, очевидно, имели место дальнейшее прогибание дна бассейна седиментации и более ускоренный процесс захоронения относительно тонкообломочных терригенных пород. Это наиболее характерно для восточного склона Западно-Сахалинских гор. На севере Сахалина в мачигарское время также накапливались в наземных, в пресноводно-континентальных бассейнах и в прибрежно-морских условиях сравнительно грубозернистые терригенные осадки.

Как установлено Е. М. Смеховым, в раннемачигарское, или в раннемиоценовое, время вполне определились и положительные формы рельефа, в дальнейшем испытывавшие постоянную тенденцию к воздыманию (Смехов, 1953). К ним относятся возвышенности вдоль восточного побережья п-ова Шмидта, в западной и центральной частях Восточно-Сахалинских гор, и острова с гористым рельефом вдоль осевой части Западно-Сахалинских гор, а также Сусунайский и Тонино-Анивский гористые острова.

В конце раннего миоцена в холмское и невельское время имело место не только затухание вулканической деятельности, но и общее снижение рельефа островов и накопление мощных толщ флишоидных терригенных отложений.

http://jurassic.ru/

Наиболее интенсивные прогибания в это время имели место на юге Сахалина, где накопились весьма мощные толщи терригенных осадков.

Вслед за этим в чеховское время имела место новая вспышка вулканизма, особенно сильно проявившаяся в пределах южной половины острова. Усиление вулканической деятельности сопровождалось общим поднятием Сахалина, правда сравнительно незначительным и кратковременным. С этим временем связано не только обмеление морского бассейна, но и накопление осадков в условиях прибрежной низменности, покрытой озерами и болотами. Именно в это время накопилась весьма характерная верхнедуйская угленосная свита и ее аналоги в виде угленосной подсвиты дагинской свиты. В основании этой свиты во многих местах залегают базальные конгломераты, причем иногда не на чеховской и невельской свитах, а на значительно более древних отложениях и в том числе прямо на меловых отложениях (с резким угловым несогласием) или даже на еще более древних образованиях.

Некоторое поднятие в среднем миоцене сменилось новым погружением, причем с этого времени и до конца плиоцена накопление осадков продолжалось на обширных площадях Сахалина в морских условиях, в условиях главным образом малых глубин. Но наметившиеся еще ранее области относительного поднятия продолжали расширяться и в дальнейшем. В их пределах возникли весьма значительной высоты горы (Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские, Сусунайские, Тонино-Анивские) и окраинные возвышенности п-ова Шмидта.

В конце плиоцена усилилась вулканическая деятельность, в результате которой накопились отложения орловской свиты. Усиление вулканической деятельности сопровождалось складкообразованием и формированием современной складчатой структуры острова.

В плиоцене усилилась и интрузивная магматическая деятельность — внедрение малых интрузий щелочного состава.

В четвертичное время ряд районов испытал значительные поднятия, а в других продолжались прогибания, иногда весьма значительные, сопровождавшиеся накоплением мощных толщ осадков.

http://jurassic.ru/

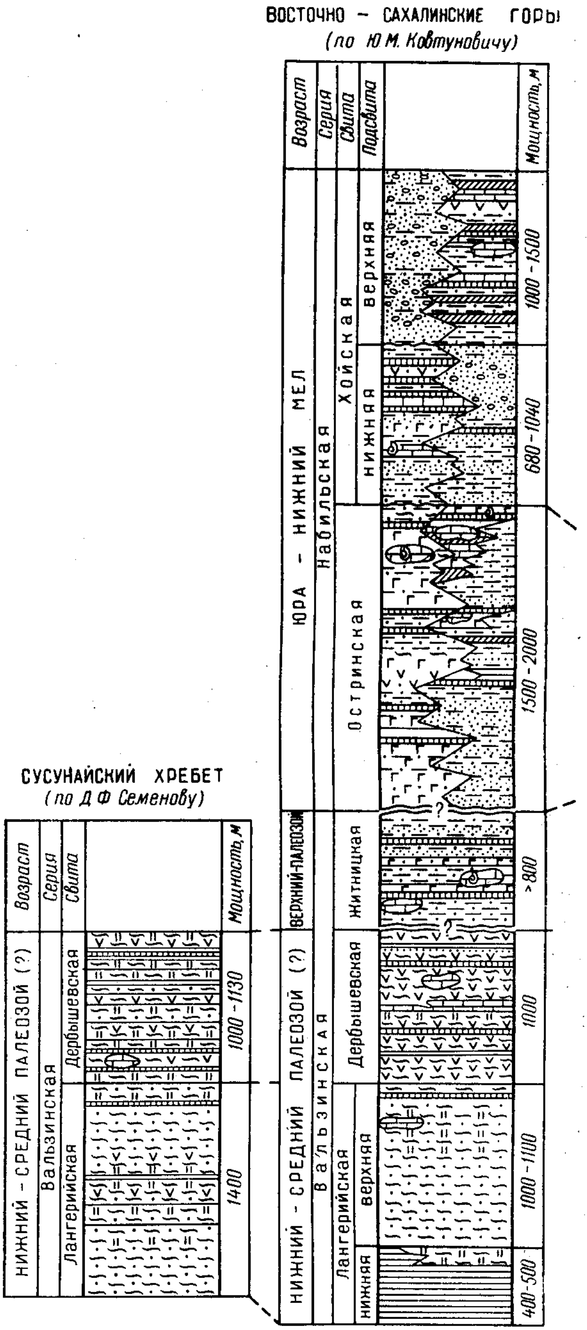
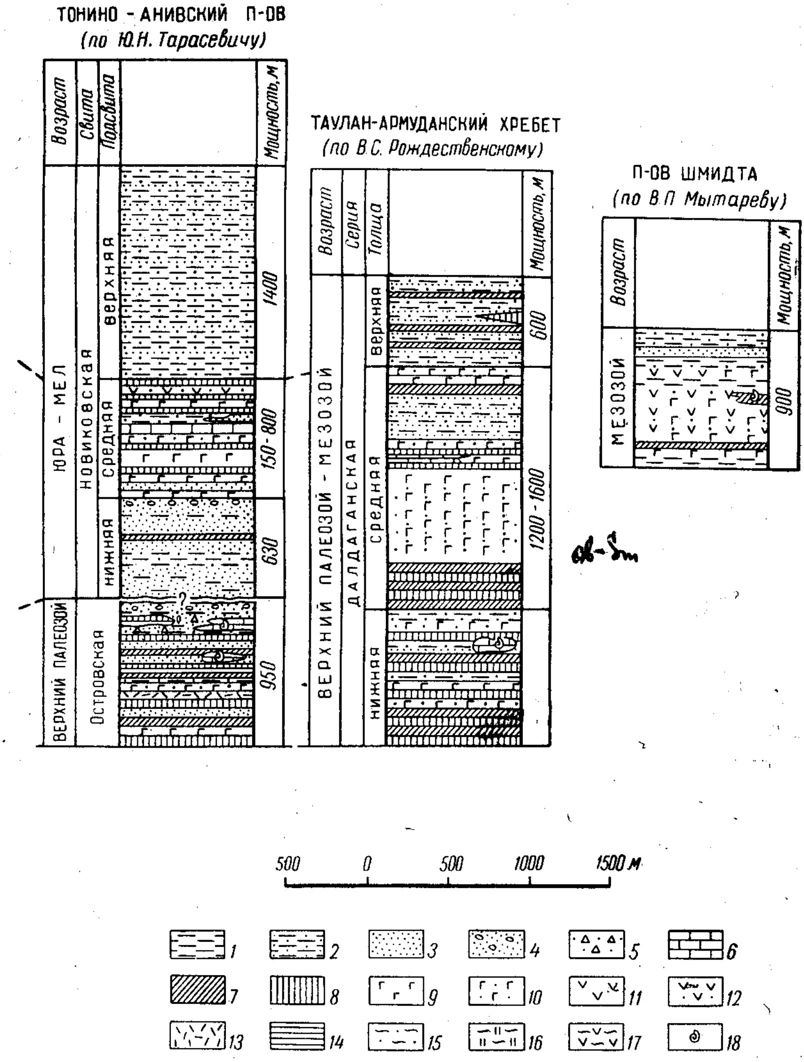


Схема корреляции

1 — аргиллиты; *2* — алевролиты, глинистые сланцы; *3* —
чии, седиментационные брекчии; *6* — известняки, мрамо
состава; *10* — туфы и туффиты основного состава; *11* —
эффузивы кислого состава; *14* — филлиты; *15* — слюдя
сланцы) и зеленокаменные

http://jurassic.ru/

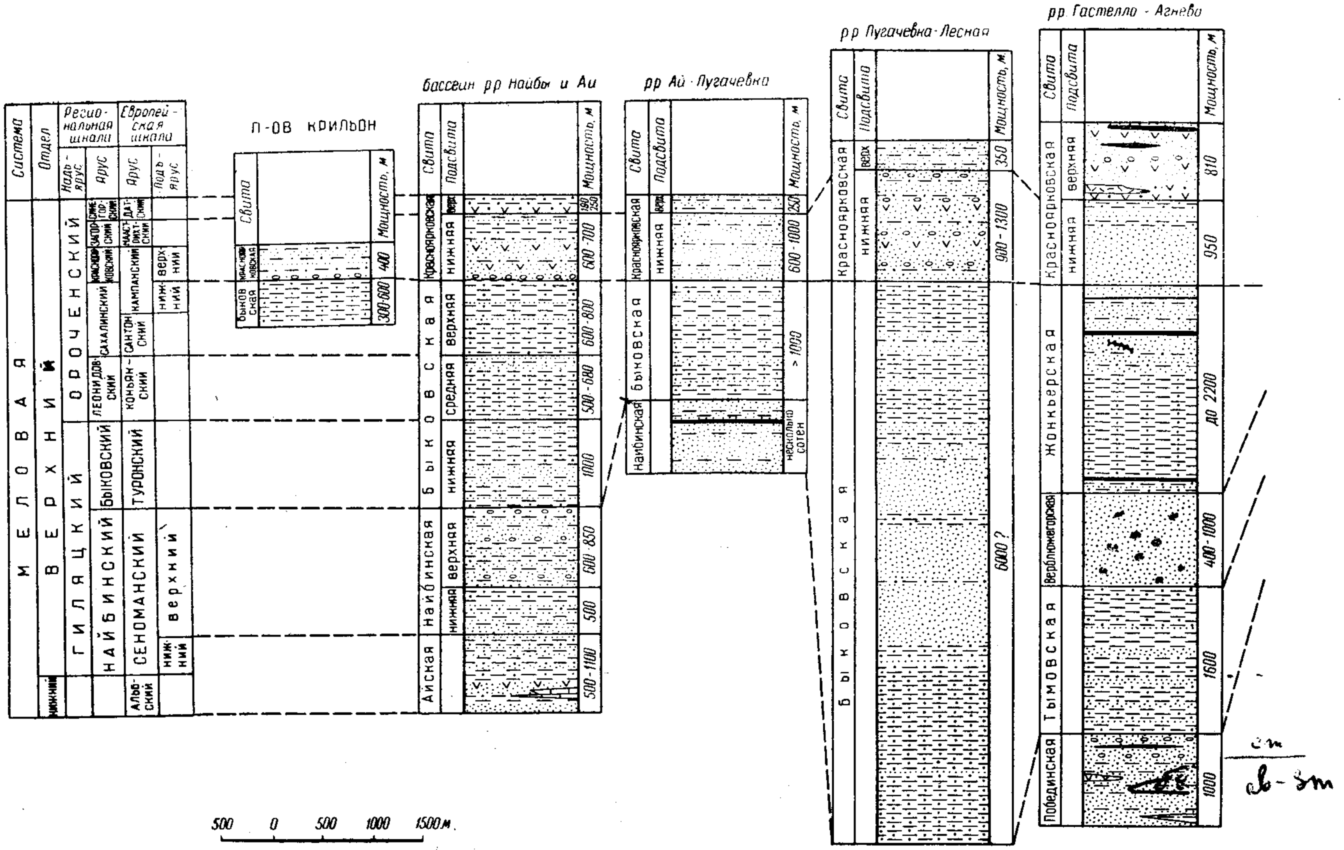


домеловых отложений о. Сахалин

песчаники, граувакки; *4* — конгломераты, гравелиты; *5* — конгломерато-брекры; *7* — кремнистые породы; *8* — яшмы и кварциты; *9* — эффузивы основного эффузивы среднего состава; *12* — туфы и туффиты среднего состава; *13* — ные сланцы; *16* — зеленые сланцы (парасланцы); *17* — зеленые сланцы (ортопороды; *18* — ископаемые органические остатки

http://jurassic.ru/

ПРИЛОЖЕНИЕ II



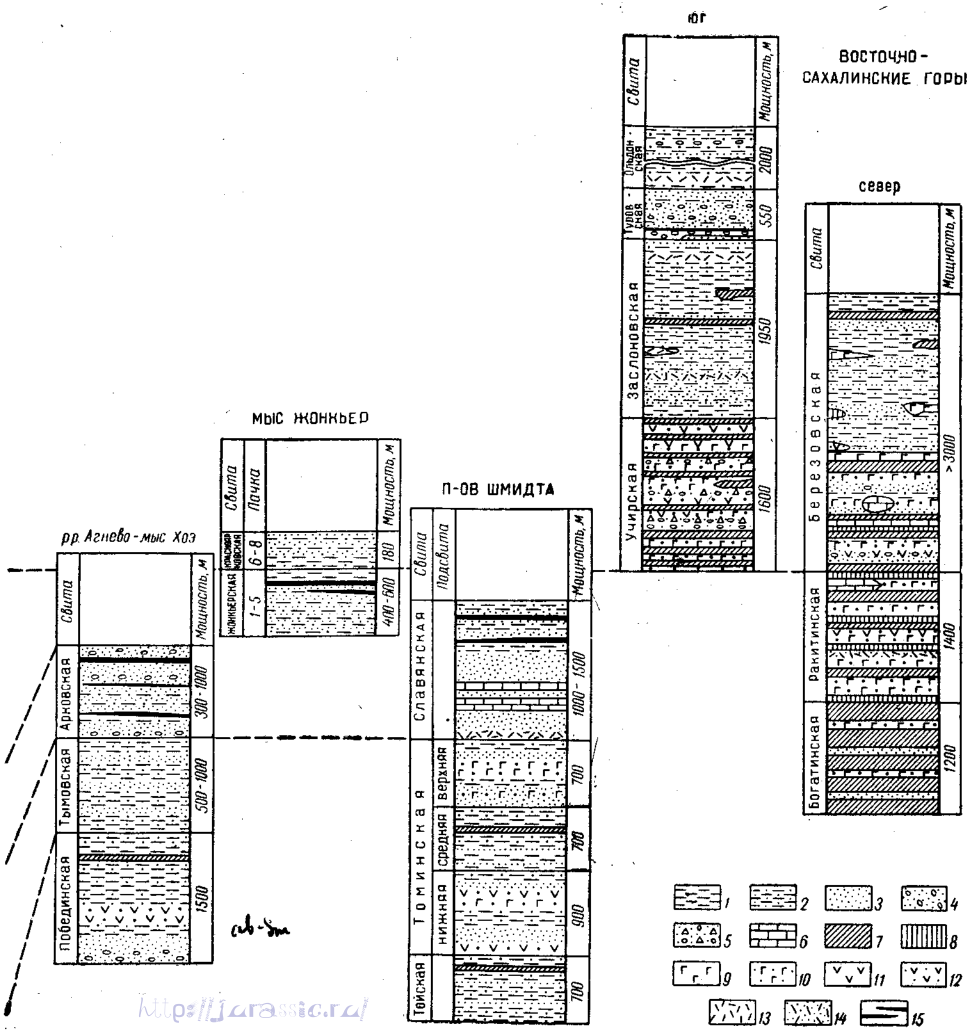


Схема корреляции меловых отложений о. Сахалин (по материалам В. Н. Верещагина. Ю. М. Ковтуновича, В. П. Мытарева)

1 — аргиллиты; *2* — алевролиты, глинистые сланцы; *3* — песчаники, граувакки; *4* — конгломераты, гравелиты; *5* — седиментационные брекчии; *6* — известняки; *7* — кремнистые породы; *8* — яшмы; *9* — эффузивы основного состава; *10* — туфы и туффиты основного состава; *11* — эффузивы среднего состава; *12* — туфы и туффиты среднего состава; *13* — эффузивы кислого состава; *14* — туфы кислого состава; *15* — угли и углистые аргиллиты и алевролиты

http://jurassic.ru/

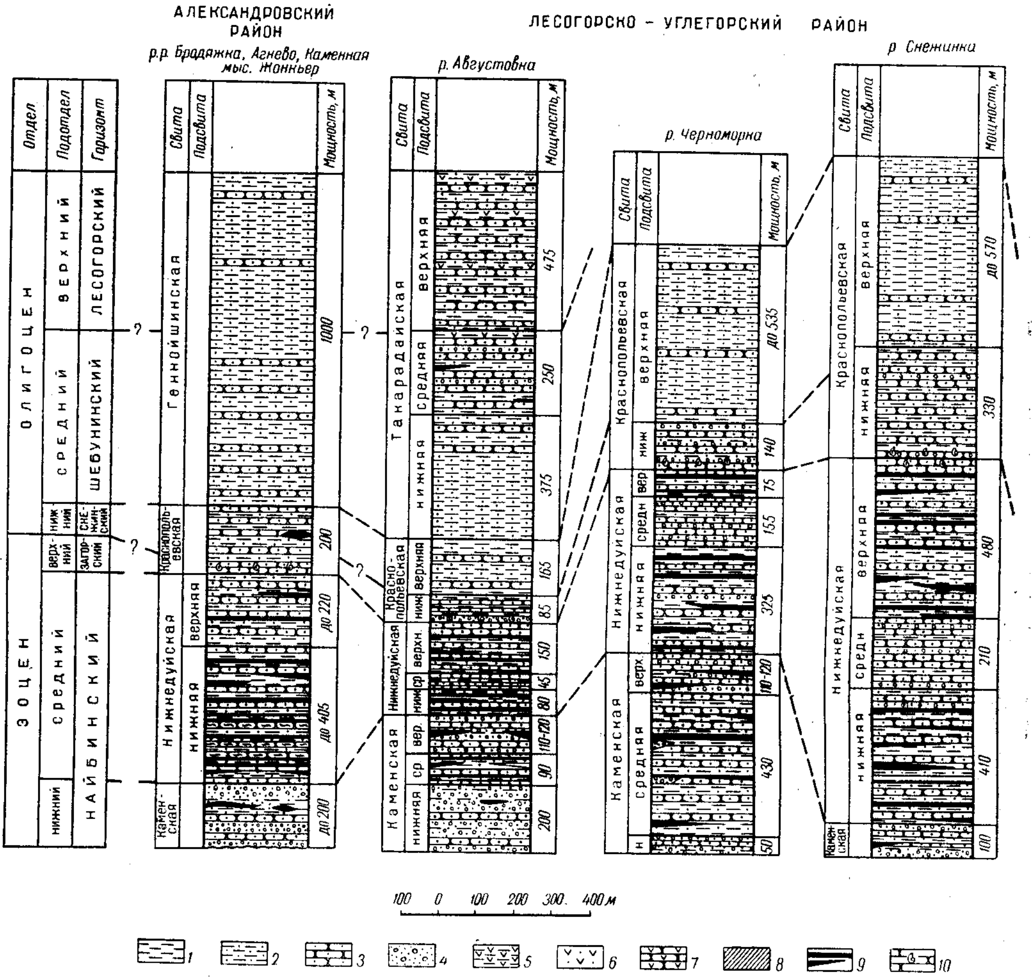
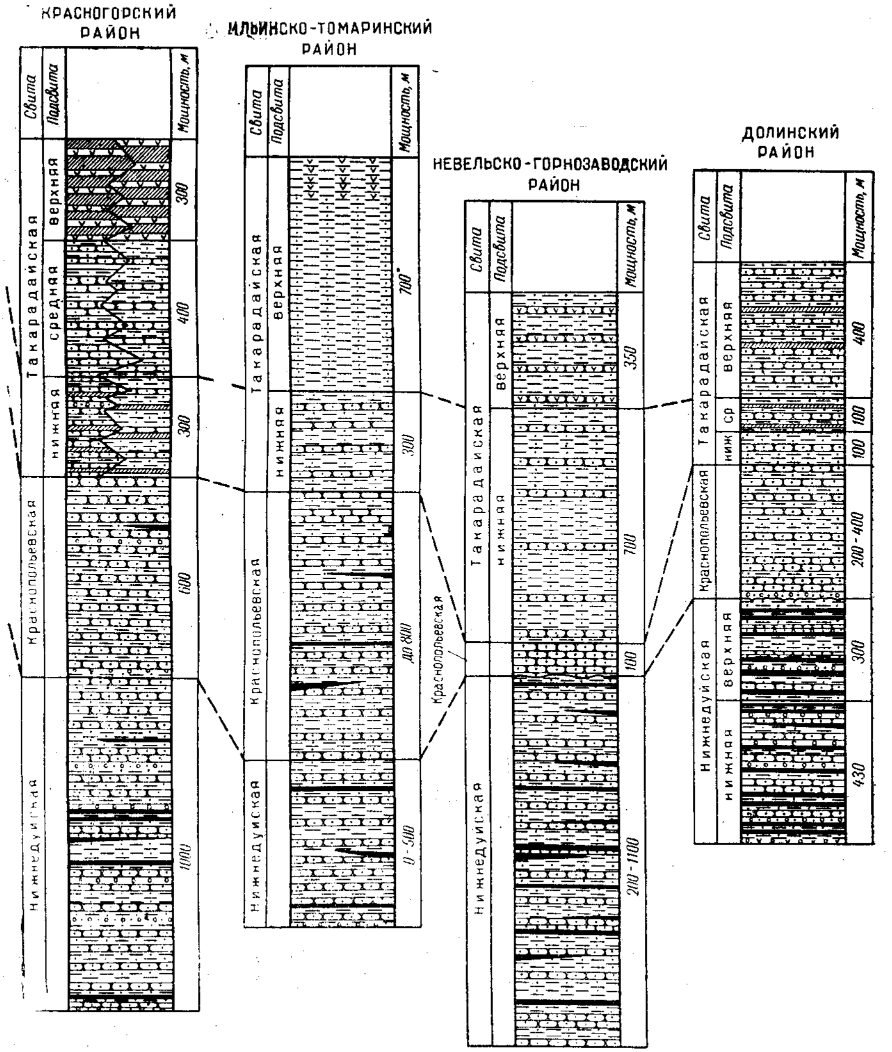


Схема корреляции палеогеновых отложений о. Сахалин (по материалам

1 — аргиллиты; *2* — алевролиты; *3* — песчаники; *4* — конгломераты; *5* — туфоалевролиты; *6* — туфы аргиллиты; *9* — угли и углистые аргилл

http://jurassic.ru/

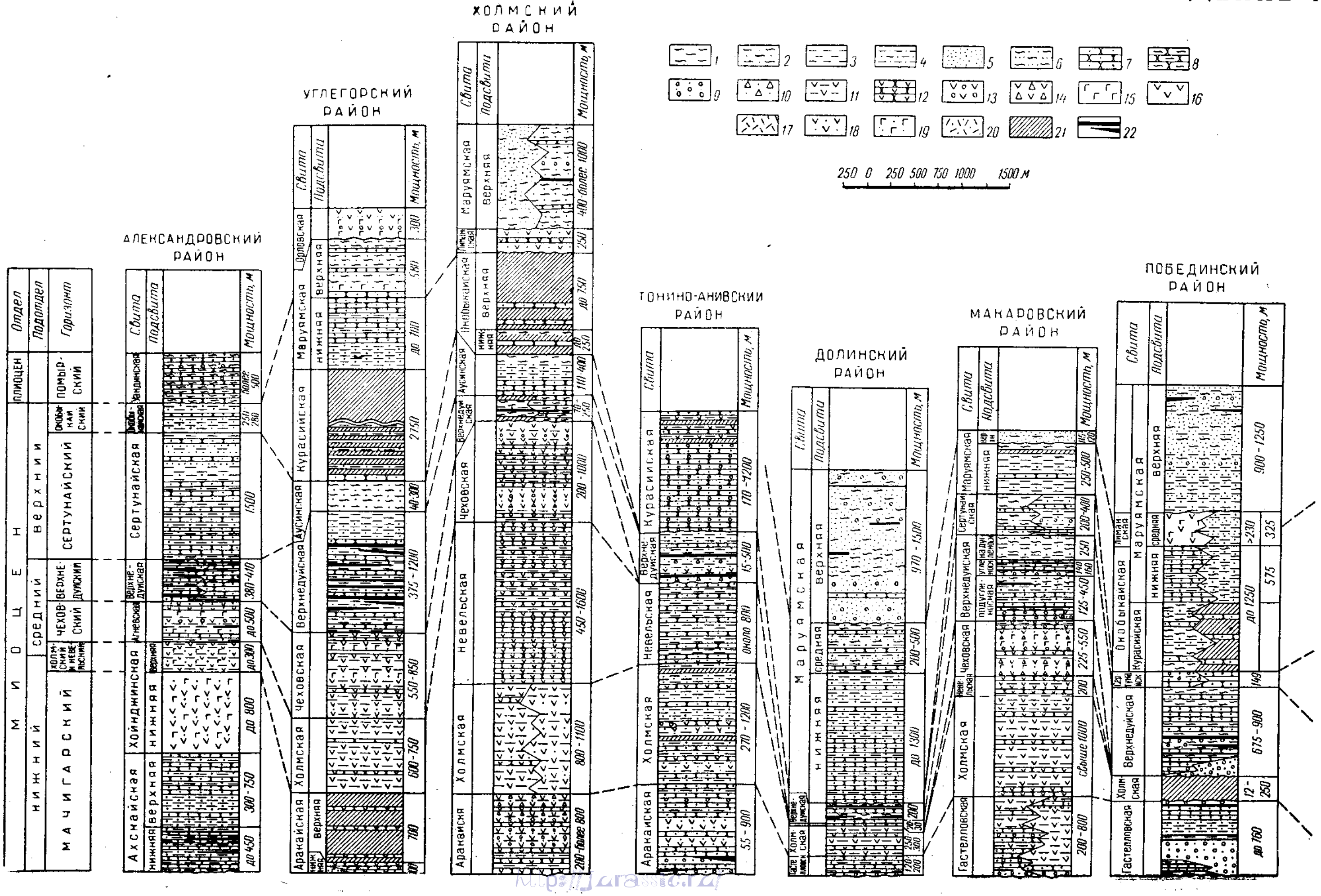


Л. С. Жидковой и Л. В. Криштофович)

и туффиты среднего состава; *7* — туфопесчаники; *8* — кремнистые алевролиты и
иты и алевролиты; *10* — ракушняки

http://jurassic.ru/

ПРИЛОЖЕНИЕ IV



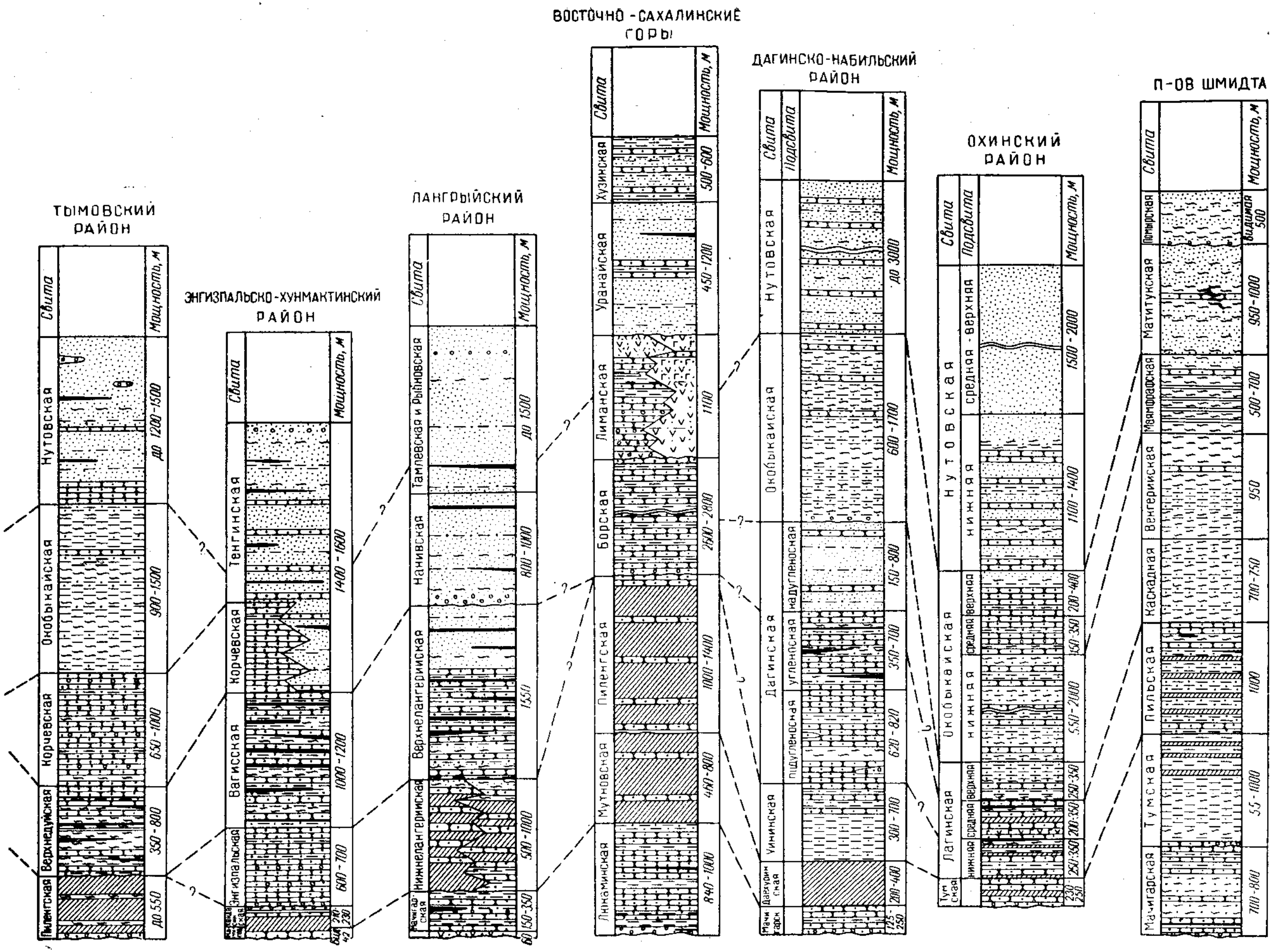


Схема корреляции неогеновых отложений о. Сахалин (по материалам А. С. Владимирова, Ю. М. Ковтуновича, И. Н. Кузиной, Г. С. Мишакова, И. И. Ратновского, Ю. Н. Тарасевича)

1 — глины; *2* — глины песчаные; *3* — аргиллиты; *4* — алевролиты; *5* — пески; *6* — пески глинистые; *7* — песчаники; *8* — песчаники глинистые; *9* — конгломераты; *10* — седиментационные брекчии; *11* — туфоалевролиты; *12* — туфопесчаники; *13* — туфоконгломераты; *14* — туфобрекчии; *15* — эффузивы основного состава; *16* — эффузивы среднего состава; *17* — эффузивы кислого состава; *18* — туфы и туффиты среднего состава; *19* — туфы и туффиты основного состава; *20* — туфы и туффиты кислого состава; *21* — кремнистые аргиллиты и алевролиты; *22* — угли и углистые породы

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев Р. М., Зайонуковский М. А., Косминская И. П., Крашкина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1961.

Аверьянов И. П., Мосиондз К. А., Слодкевич В. В. Новые сведения о проявлениях ультраосновного магматизма в южной части о. Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1968.

Александрова А. Н., Белецкая С. В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Поронайской депрессии. Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 5. Изд-во «Недра», М., 1965.

Александров С. М. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры о. Сахалина. «Советская геология», 1962, № 2.

Алексейчик С. Н. Новейшие тектонические движения острова Сахалина. Докл. АН СССР, т. 83, № 2, 1952а.

Алексейчик С. Н. О некоторых особенностях состава и условия накопления третичных отложений Сахалина. Докл. АН СССР, т. 87, № 3, 1952б.

Алексейчик С. Н., Кузина И. Н., Ратновский И. И. Стратиграфия третичных отложений Сахалина. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIX, № 5, 1954а.

Алексейчик С. Н. Схема тектонического районирования Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954б.

Алексейчик С. Н. Условия накопления и нефтеносность верхне- и среднемиоценовых отложений Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Алексейчик С. Н. Краткий орогидрографический очерк и вопросы происхождения рельефа в северо-восточной части Сахалина. Геология и геохимия, № 2 (VIII). Гостоптехиздат, Л., 1958.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение северо-восточной части Сахалина и перспективы дальнейших нефтепоисковых и разведочных работ. «Геология нефти», 1959а, № 1.

Алексейчик С. Н. Типы сахалинских газонефтяных залежей и некоторые вопросы их формирования. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, 1959б.

Алексейчик С. Н. Перспективы нефтегазоносности Северного Сахалина и пути дальнейшего развития его нефтяной промышленности. Тр. ВНИГРИ, вып. 132, 1959в.

Алексейчик С. Н. при участии Гальцева-Безюка С. Д., Гнедина К. И., Зайцева С. М. и др. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 135, 1959.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтегазоносность острова Сахалина. МГК, XXI сессия, докл. сов. геологов, пробл. 11. Изд. АН СССР, М., 1960.

Алексейчик С. Н. Неогеновые отложения Сахалина. В кн. «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961а.

Алексейчик С. Н. Роль вертикальных глыбовых подвижек в формировании структуры острова Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961б.

Алексейчик С. Н. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней о. Сахалина. «Советская геология», 1962, № 12.

Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 217, 1963.

Алексейчик С. Н., Ковальчук В. С., Шеремета О. О. Тектоника и нефтегазоносность Сахалина. В кн.: «Проблемы нефтегазоносности Востока СССР». Тр. сессии Отд. наук о Земле и Сиб. отд. АН СССР ДВ. Изд-во «Наука», М., 1967.

http://jurassic.ru/

Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции «Витязя». Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1959.

Андреев Б. А., Рябкова М. С., Сытина Н. М. Региональные магнитные аномалии Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.

Анерт Э. Э. Геологические исследования на восточном побережье Русского Сахалина. Отчет Сахалинской горной экспедиции 1907 г. Тр. Геол. ком. нов. сер., вып. 45, СПб, 1908.

Анерт Э. Э. Путешествие на восточное побережье Русского Сахалина в 1907 г. Изв. ИРГО, т. XLIV, вып. VIII, 1908.

Анерт Э. Э. Подразделение юрских, меловых и третичных угленосных отложений Амурской и Приморской провинций и острова Сахалина. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 38, 1925.

Аргамакова В. Ф. О некоторых неогеновых морских ежах острова Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 41, 1934.

Аргамакова В. Ф. Находка третичных офиур на восточном побережье острова Сахалина. Ежегодн. Рос. палеонт. об-ва, т. XI, 1937.

Атабекян А. А., Глазунова А. Е., Зонова Т. Д. и Романовская Л. В. Новые меловые иноцерамы некоторых районов СССР. В сб.: «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», вып. II, часть I, 1968.

Атлас моллюсков верхнего миоцена и плиоцена Сахалина. Изд-во «Наука», М., 1968.

Атлас Сахалинской области. ГУГК при СМ СССР, М., 1967.

Балыкин К. И., Байсарович М. И. В сб.: «Физические свойства осадочного покрова территории СССР». Изд-во «Недра», М., 1967.

Бартлетт Г. А. Значение распределения фораминифер в водах, находящихся под влиянием залива Святого Лаврентия. Тезисы докл. 2-го Междунар. океанограф. конгр. Изд-во «Наука», 1966.

Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. 91, № 2, 1953.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Основные черты осадкообразования в дальневосточных морях в четвертичное время. В сб.: «Мат. Всесоюзн. совещ. по изучению четвертич. периода», т. I. Изд. АН СССР, 1961.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. «Советская геология», 1960, № 10.

Беспалый В. Г. Геоморфология и история развития бассейна р. Лангери. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 57, 1962.

Беспалый В. Г. Проблема нижней границы четвертичных отложений о. Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1968.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1965.

Борсук М. О. Палеогеновая флора Сахалина (конгломератной и нижнедуйской свит). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 12, 1956.

Бродская Н. Г. Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина. Сообщ. СахКНИИ, вып. 7, Южно-Сахалинск, 1959а.

Бродская Н. Г. Сидериты в третичных отложениях Сахалина. Сообщ. СахКНИИ, вып. 7, Южно-Сахалинск, 1959б.

Бродская Н. Г., Захарова М. А. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1960.

Буданов В. И., Владимиров А. Т. и др. Современные движения берегов дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. 116, 1957.

Будников Н. П. О тектонике района Оха — Эхаби на восточном побережье Сахалина. «Вост. нефть», 1939, № 2.

Будников Н. П. Геологические исследования в юго-западной части Советского Сахалина. «Разведка недр», 1951, № 3.

Будников Н. П. и Хомизури П. И. Восточное Эхаби. «Новости нефт. техн.» ВТЭИ, № 204, 1948.

Бунин О. И., Лаутеншлегер Ф. Г., Смехов Е. М. О возрасте лангерийской свиты. Докл. АН СССР, т. 63, № 3, 1948.

Васильев В. Г., Вейцман П. С. и др. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1958 г. Изд. АН СССР, М., 1960.

Васильев В. Г. О схеме геотектонического районирования бассейнов дальневосточных морей. В кн.: «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки». Гостоптехиздат, М., 1961.

Вассоевич Н. Б. О сопоставлении неогеновых отложений Охинско-Эхабинского нефтеносного района и п-ова Шмидта. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Ватанабе К. Стратиграфия угленосных формаций в Карафуто. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. I, М. — Л., 1939.

http://jurassic.ru/

Верещагин В. Н. Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока. «Советская геология», 1957, № 55.

Верещагин В. Н. Меловая система Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока. В сб.: «Геологическое строение СССР», т. I, 1958.

Верещагин В. Н. Палеонтологическое обоснование стратиграфии меловых отложений восточных окраин Советского Союза и сопредельных зарубежных стран. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961.

Верещагин В. Н. Обзорные палеогеографические карты Азиатской части СССР по меловому периоду (валанжин, альб, сантон и маастрихт). В кн.: «Тезисы докл. Пятого Всес. совещ. литологов», Новосибирск, 1961.

Верещагин В. Н. Зональное деление верхнемеловых отложений севера Тихоокеанской биогеографической провинции. В кн.: «Геология Корякского нагорья», М., 1963.

Верещагин В. Н. Позднемеловая Тихоокеанская биогеографическая провинция. МГК, XXII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 16а. Изд. АН СССР, М., 1964.

Верещагин В. Н., Кинасов В. П., Паракецов К. В., Терехова Г. П. Полевой атлас меловой фауны Северо-Востока СССР. Магадан, 1965.

Верещагин В. Н., Потапова З. П. Мел. В кн.: «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Изд-во «Недра», М., 1966.

Вейцман П. С., Гальперин Е. И. Изучение строения земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Информ. бюлл. МГГ, № 3. Изд. АН СССР, 1957.

Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1961.

Вергунов Г. П. Основные структурные элементы Сахалина и Курильских островов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, № 4, 1964.

Вергунов Г. П. Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов. Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.

Витгефт Б. В. Геологические исследования между Ноями и Арково. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 53, 1928.

Витгефт Б. В. Геологические исследования мгачинской угленосной свиты в районе между Владимирским рудником и долиной р. Арково на о. Сахалине. Отчет ГК за 1926—1927 гг. Л., 1929а.

Витгефт Б. В. Результаты геологоразведочных работ на участке Арково — Широкая Падь в западном угленосном районе Северного Сахалина. «Научн. новости Дальн. Востока», № 4—5, Владивосток, 1929б.

Витгефт Б. В. Геологоразведочные работы на Мгачинском каменноугольном месторождении на берегу Татарского пролива. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 57, Владивосток, 1930а.

Витгефт Б. В. Результаты геологоразведочных работ на Мгачинском каменноугольном месторождении на Сахалине. Научн. новости Дальн. Востока», № 1, Владивосток, 1930б.

Витгефт Б. В. Разрез меловых отложений по р. Арково. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 52, 1930в.

Витгефт Б. В. Схема тектоники западного угленосного района Северного Сахалина. Вестн. ДВ фил. АН СССР, № 10, 1934.

Витгефт Б. В. Нефть в Центральном Сахалине. Вестн. ДВ фил. АН СССР, № 15, 1935.

Владимиров А. С., Жидкова Л. С., Кузина И. Н., Ратновский И. И. Сопоставление стратиграфических разрезов неогеновых отложений северо-востока Сахалина по данным изучения макрофауны. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР. Тр. XX сессии Междунар. геол. конгр., Мексико, 1957.

Власов Г. М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье). В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, М., 1958а.

Власов Г. М. Камчатка, Курильские острова и Сахалин. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2, Магматизм. Госгеолтехиздат, М., 1958б.

Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. В кн.: «Мат. Межвед. совещ. по разр. униф. страт. схем Северо-Востока СССР (1957 г.)». Магадан, 1959.

Власов Г. М. История геологического развития Приохотских геосинклиналей. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. унифиц. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Госгеолтехиздат, М., 1961.

http://jurassic.ru/

Волков А. Н., Мельников О. А., Сирык И. М. и др. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Сахалина и прилегающих акваторий. В кн.: «Тектоника Вост. Сибири и ДВ». Тезисы докл. 5-й сессии Научного совета по тект. Сибири и ДВ. Новосибирск, 1967.

Волошинова Н. А. Микрофауна третичных отложений острова Сахалина. «Нефтяное хозяйство», 1935а, № 10.

Волошинова Н. А. О фораминиферах из третичных отложений Сахалина и Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 116, 1939а.

Волошинова Н. А., Петров А. В. Фораминиферы из заливов Охотского моря (восточное побережье о-ва Сахалина). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 125, 1939б.

Волошинова Н. А. Стратиграфия и микрофауна третичных отложений Северного Сахалина. Изв. Гл. упр. геол. фондов. Госгеолиздат М., 1947.

Волошинова Н. А. Нониониды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, 1952а.

Волошинова Н. А. Кассидулиниды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, 1952б.

Волошинова Н. А. О новой систематике нонионид. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 115, 1958.

Волошинова Н. А. Род *Buccella* Андерсен и его виды из неогена Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 153, 1960а.

Волошинова Н. А. Новый миоценовый батисифон, о. Сахалин. В кн.: «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. I. Госгеолтехиздат, М., 1960б.

Волошинова Н. А. Новые неогеновые роталииды о. Сахалина. В кн.: «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. I. Госгеолтехиздат, М., 1960в.

Волошинова Н. А. О дагинской свите Охино-Эхабинского района. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961а.

Волошинова Н. А. Расчленение неогена северо-восточной части Сахалина по фауне фораминифер. В кн.: «Униф. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разраб. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961б.

Волошинова Н. А., Будашева А. Ф. Литуолиды и трохамминиды из третичных отложений острова Сахалина и п-ова Камчатка. Тр. ВНИГРИ, вып. 170, 1961в.

Волхонин В. С., Лишневский Э. Н. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. Изв. вузов, «Геол. и разв.», № 9, 1960.

Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Советская геология», 1962, № 3.

Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Докл. АН СССР, т. 151, № 6, 1963.

Гальперин Е. И., Горячев А. В., Зверев С. М. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд. АН СССР, М., 1958.

Гальцев-Безюк С. Д., Ратновский И. И. По поводу статьи В. Н. Шилова «Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина». В сб.: «Геология и геохимия», № 3 (9). Гостоптехиздат, Л., 1960.

Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С. Современный структурный план третичных отложений северо-восточного побережья о. Сахалина и некоторые вопросы его формирования. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Гальцев-Безюк С. Д. О роли новейших тектонических движений в формировании локальных структур северо-восточного побережья Сахалина. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1962.

Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория. «Геология и геофизика», 1963а, № 3.

Гальцев-Безюк С. Д. Гипербазиты Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963б.

Гальцев-Безюк С. Д. Гранитоиды Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963в.

Гальцев-Безюк С. Д. О подводных долинах северо-восточного побережья Сахалина. Изв. ВГО, т. 96, вып. 1, 1964б.

Гальцев-Безюк С. Д. О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1964в.

Гальцев-Безюк С. Д., Соловьев В. В. Тымский диагональный разлом на Сахалине. «Геология и геофизика», 1965, № 5.

Гальцев-Безюк С. Д. К вопросу о типах и фазах кайнозойской складчатости на Сахалине. «Геотектоника», 1968, № 1.

Ганешин Г. С. Курильская островная дуга, Камчатка и Сахалин. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, М., 1958а.

Ганешин Г. С. Материалы по геоморфологии и четвертичной геологии острова Сахалина. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15, 1959б.

http://jurassic.ru/

Ганешин Г. С. О проявлении послеледникового климатического оптимума в районе Охотского моря (по данным спорово-пыльцевого анализа). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 29, 1960.

Ганешин Г. С. Четвертичные отложения Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961.

Гапеев А. А. Отчет о работах по изучению угленосных отложений по р. Владимировке на Сахалине в 1925 г. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, Л., 1927а.

Гапеев А. А. Исследования на западном берегу Сахалина в районе р. Владимировки. Изв. Геол. ком., т. 45, № 4, 1927б.

Гаясака И. О коллекции меловой фауны с Русского Сахалина. С предисловием А. Н. Криштофовича. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, вып. 12, Владивосток, 1921.

Гедройц Н. А. Геологические исследования на р. Пильтун, (Северный Сахалин. Изв. Геол. ком., т. 47, № 4, 1928.

Гедройц Н. А. Лянгерийский нефтеносный район на Северо-Западном Сахалине. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 10, 1932а.

Гедройц Н. А. История Сахалинских нефтяных месторождений. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 9, 1932б.

Гедройц Н. А. Некоторые проблемы нефтеносности Сахалина в связи с его палеографией. «Нефт. хоз.», 1933, № 10.

Гедройц Н. А. Нефтяные месторождения Северного Сахалина. Мат. по геол. ДВФАН, вып. 4, 1939.

Геер Осв. Миоценовая флора Сахалина. Тр. Сиб. эксп. ИРГО, т. III, вып. 2, 1886.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», М., 1966.

Гиммельфарб Б. М., Цитенко Н. Д. О фосфатоносности третичных отложений Сахалина. Тр. ГИГХСа, № 2, 1955.

Глазунова А. Е., Ливеровская Е. В. Аммониты. Атлас руковод. форм ископ. фаун СССР, т. XI, 1949.

Глазунов В. С. К систематике позднемеловых иноцерамид Сахалина. «Палеонтол. журн.», 1967, № 1.

Глен П. П. Отчет о путешествии по острову Сахалину. Тр. Сиб. эксп. ИРГО, т. 1, СПб., 1967.

Гнедин К. И. К вопросу о тектоническом строении северной части о. Сахалина. Тр. Акад. нефт. пром., вып. II. Гостоптехиздат, М., 1955.

Головинский В. И. К вопросу об эхабинской свите Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Головинский В. И. Вулканогенные образования мыса Крильон. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Горкун В. Н., Сирык И. М. Нефтегазоность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. Изд-во «Недра», М., 1968.

Григоренко Ю. Н. О структурном плане Пильтун-Чайвинской депрессии. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1960.

Гринберг И. Г. Некоторые новые данные о сахалинских интрузивах. Докл. АН СССР, т. 108, № 2, 1956а.

Гринберг И. Г. Стратиграфия, условия накопления осадков и перспективы газонефтеносности невельской свиты Южного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956б.

Дамперов Д. И. Геологические исследования в Нутовском районе восточного побережья о. Сахалина летом 1927 г. Изв. Геол. ком., т. 47, № 4, 1928.

Дамперов Д. И., Елисеев Б. Н. О четвертичных отложениях Сев. Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах. Тр. Междунар. конф. Ассоц. по изучению четвер. периода Европы, вып. III, 1933.

Дамперов Д. И., Криштофович А. Н. Северный Сахалин. В сб. «Прир. газы СССР», 1935.

Дервиз В. М. Кристаллические породы Северного Сахалина. Тр. Геол., ком. нов. сер., вып. 102, 1915.

Дибров В. Е. Сейсмо-тектоническое районирование Сахалина. Докл. АН СССР, т. 113, № 4, 1957.

Евдокимова Т. И. Тектоника Восточно-Эхабинского месторождения и ее влияние на образование и разрушение нефтяных залежей. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Егоров А. Е., Добрецов Н. Л., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. О глаукофановых сланцах о. Сахалина. Докл. АН СССР, т. 175, № 3, 1967б.

Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалина. Докл. АН СССР, т. 175, № 6, 1967в.

Елисеев Б. Н. Геологическое описание пересечения острова Сахалина по линии рр. Вал и Тенги. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 14, 1932.

Елисеев Б. Н. Геологическое описание пересечения острова Сахалина по линии рр. Эвай и Б. Уанги. Тр. НГРИ, сер. А, 1933.

http://jurassic.ru/

Елисеева В. К., Соснина М. И. О находке верхнепермских отложений на о. Сахалине. «Геология и геофизика», 1964, № 10.

Ерофеев Н. С., Будников Н. П. и Смехов Е. М. Проблема нефтеносности Сахалина. «Новости нефт. техн.», 1948а, № 204.

Ерохов В. Ф. Новые данные о составе продуктов среднемиоценового вулканизма в Макаровском районе (о. Сахалин). Докл. АН СССР. т. 137, № 3, 1961.

Ерохов В. Ф. Кайнозойские субщелочные вулканические породы восточной части Южного Сахалина. «Геология и геофизика», 1964, № 7.

Ефремов Ю. К. Сахалин (географический очерк). Вопр. географ., сб. № 10, 1948.

Ефремов Ю. К. О географических названиях Южного Сахалина и Курильских островов. «География в школе», 1949, № 3.

Ефремов Ю. К. Физико-географическое районирование Сахалина. Вопр. географ., сб. № 39, 1956.

Жамойда А. И., Ковтунович Ю. М., Савицкий В. О. Комплексы мезозойских радиолярий Восточно-Сахалинских гор. Ежегодн. Всес. палеонт. об-ва, т. XVIII. Изд-во «Недра», М., 1968.

Жидкова Л. С. и Кузина И. Н. К стратиграфии нижнемиоценовых отложений восточного побережья Сахалина (гастелловская свита). Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961а.

Жидкова Л. С. Стратиграфия палеогеновых отложений Сахалина. В кн.: «Униф. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разраб. унифиц. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961б.

Жидкова Л. С. К вопросу о палеогене восточных районов Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». Гостоптехиздат, М., 1961в.

Жидкова Л. С. Биостратиграфия верхнечетвертичных отложений южной части Сахалина. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 4, 1962.

Жидкова Л. С. Макрофаунистические зоны в классическом разрезе неогена северо-востока Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963а.

Жидкова Л. С., Тодоровская В. Н. К вопросу о взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963б.

Жданов В. В. В сб.: «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР». Изд-во «Недра», М., 1964.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд. АН СССР. 1962.

Захарова М. Л., Подзорова Д. И., Сафронова И. Г. Литология и фосфатоносность отложений олигоцена — нижнего миоцена южной части Сахалина. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 10, Южно-Сахалинск, 1961.

Захарова М. А. Конкреционные образования в отложениях палеогенового возраста Южного Сахалина. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 12, Южно-Сахалинск, 1962.

Зенкевич В. П. Рельеф дна северной части Охотского моря. Тр. Ин-та океанолог. АН СССР, т. XXII, 1957.

Зонова Т. Д. О новых позднемеловых иноцерамах о. Сахалин. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 115, 1965.

Зытнер И. Я., Ковтунович Ю. М., Табояков А. Я., Тихомиров В. М. Тектоника. магматизм и размещение рудных полезных ископаемых о. Сахалина. В кн.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных м-ний». Изд-во «Наука», М., 1964.

Иваньшина Л. П. Результаты петрографического изучения неогеновых пород промышленно-нефтеносных и разведочных площадей Северо-Восточного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Ивлев А. М. Земельные фонды Сахалина. В кн.: «Вопр. географ. изучен. Дальнего Востока», т. X, 1965.

Ильина А. П. Фауна гастропод из третичных отложений западного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 124, 1934.

Ильина А. П. Моллюски неогеновых отложений Южного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 10, 1954.

История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. XVII. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

История неогенового угленакопления на территории Сахалина. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. XIX. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Калишевич Т. Г., Посыльный В. Я. Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозоем и мезозоем в районе Синегорска на Сахалине. Докл. АН СССР, т. 119, № 4, 1958.

http://jurassic.ru/

Калишевич Т. Г. Стратиграфия и фации синегорских слоев Южного Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961.

Капица А. А. К вопросу о движениях земной коры в области Сахалина на границе верхнемеловой и палеогеновой эпох. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960а.

Капица А. А. К вопросу о магматических горных породах острова Сахалина. Вопр. географ. ДВ, № 4, Хабаровск, 1960б.

Капица А. А. Доверхнемеловые отложения Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разраб. унифиц. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961а.

Капица А. А. Краткий очерк меловых образований Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961б.

Капица А. А. Геоморфология, геоструктура и тектонические районы острова Сахалина. Вопр. географ. ДВ, сб. ст. № 5, Хабаровск, 1963.

Капица А. А Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование. В кн.: «Геол. и нефтегазоносность Сахалина». Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Ковальчук В. С. К вопросу о разрывных нарушениях северо-восточной части Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961а.

Ковальчук В. С. Кластические дайки п-ова Шмидта (Северный Сахалин). Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961б.

Ковальчук В. С. Конседиментационные разрывы на о. Сахалине и методика их изучения. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961в.

Ковальчук В. С., Гальцев-Безюк С. Д. Глубинные разломы Сахалина. Мат. по регион. тектонике СССР. Изд-во «Недра», М., 1964.

Коган Н. Я. К стратиграфии третичных отложений юго-западной части Советского Сахалина. Докл. АН СССР, т. XIX, № 3, 1938.

Коган Н. Я. Стратиграфия и фауна третичных отложений юго-западной части Советского Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 130, 1939.

Козлова Г. Э. Радиолярии среднего и верхнего миоцена Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 153, 1960.

Козырев В. Д. и Ратновский И. И. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений острова Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956а.

Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центральной Сахалинской низменности. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956б.

Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н. и Жидкова Л. С. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 156, 1960.

Косыгин А. И. Охинское нефтяное месторождение на Северном Сахалине. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, 1927.

Косыгин А. И. По поводу нового доказательства отрицательного движения северо-восточного берега о. Сахалина. Вестн. Геол. ком., т. III, № 9—10, 1928.

Косыгин А. И. Нефтеносная площадь Эхаби на Северном Сахалине. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 9, 1931а.

Косыгин А. И. Строение восточного побережья Северного Сахалина между заливом Троптун и мысом Левенштерна. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 38, 1931б.

Косыгин А. И. Охинский нефтеносный район (Северный Сахалин). Тр. ГГРУ, вып. 53, 1931в.

Красный Л. И. Геологический очерк юго-восточной части Северного Сахалина. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВК, вып. 67, 1937.

Красный Л. И. К вопросу о геологическом соотношении Нижнего Приамурья и Северного Сахалина. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 9, 1949.

Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № 1, 1956.

Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Красный Л. И. Сахалинское звено Ниппонской складчатой области. В кн.: «Геол. строение сев.-зап. части Тихоокеан. подвижного пояса», гл. 6. «Тектоника». Изд-во «Наука», М., 1966.

Кратковский Л. Ф. Извержение грязевого вулкана на Сахалине. «Советская геология», 1960, № 2.

Криштофович А. Н. Годовые отчеты о геологических исследованиях на Сахалине в западном угленосном районе в 1917—1919 гг. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 5—10, 1920а.

http://jurassic.ru/

Криштофович А. Н. Записка о положении изучения меловой флоры в России. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 5—10, 1920б.

Криштофович А. Н. О меловой флоре Русского Сахалина. Изв. Геол. ком., т. XXXIX, № 3—6, 1920в.

Криштофович А. Н. Материалы к третичной флоре Дальнего Востока Азии. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 18, 1921.

Криштофович А. Н. Геологические исследования на острове Сахалине. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 4, 1926.

Криштофович А. Н. Два пересечения Камышевого хребта в южной части Русского Сахалина в 1925 г. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, Л., 1927а.

Криштофович А. Н. Агневские каменноугольные копи и угленосный район побережья Татарского пролива от Агнево до мыса Тусюн на Сахалине. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, Л., 1927б.

Криштофович А. Н. Месторождение нефти на западном берегу северной части Сахалина в районе р. Лянгри. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, 1927в.

Криштофович А. Н. Геологопоисковые работы в западном угленосном районе Сахалина между реками Агнево и Докторская. Отчет Геол. ком. за 1926/27 гг. Л., 1929.

Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Госгеолразведиздат, М.—Л., 1932а.

Криштофович А. Н. Проблема дуйской свиты Сахалина и ее угленосность. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 56, 1932б.

Криштофович А. Н. Материалы о нижнедуйской флоре острова Сахалина. Информ. бюлл. ЦНИГРИ, № 5—6, 1933а.

Криштофович А. Н. О находке триасовой фауны на Сахалине. Пробл. сов. геол., № 8, 1933б.

Криштофович А. Н. Новые данные о меловой флоре Северной Америки в связи с флорами Дальнего Востока. Ежегодн. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. X, 1935а.

Криштофович А. Н. Основные задачи геологии угленосных отложений Сахалина. Вестн. ДВ фил. АН СССР, № 15, 1935б.

Криштофович А. Н. Материалы к третичной нижнедуйской флоре Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1936а.

Криштофович А. Н. К стратиграфии третичных отложений о. Сахалина. Пробл. сов. геол., № 12, 1936б.

Криштофович А. Н. Меловая флора Сахалина. I. Мгачи и Половинка. Тр. ДВ фил. АН СССР, сер. геол., т. II, 1937а.

Криштофович А. Н. и Байковская Т. Н. Меловая флора Сахалина. Изд. АН СССР, М., 1960.

Криштофович Л. В. Раковины из группы Thyasira bisecta Conrad из третичных отложений западного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 88, 1936.

Криштофович Л. В. Стратиграфия и фауна тагильской толщи западного побережья Камчатки. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 23, 1947.

Криштофович Л. В. и Ильина А. П. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, спец. сер., вып. 10, 1954.

Криштофович Л. В. Палеогеография третичного времени в южной части Сахалина. Автореф. к реф. научн. трудов ВНИГРИ, вып. 17, 1956.

Криштофович Л. В. Обоснование выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, 1960.

Криштофович Л. В. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина). В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разраб. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961а.

Криштофович Л. В. Сопоставления третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разраб. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961б.

Криштофович Л. В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 232, 1964.

Кропоткин Н. А. Об исследованиях И. А. Лопатина на Сахалине. Изв. РГО, т. 5, СПб., 1869.

Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока. «Вопр. геол. Азии», т. I, М., 1954.

Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. В кн.: «Геол. и металлогения Сов. сектора Тихоокеанск. рудного пояса». Изд. АН СССР, М., 1963.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 135. Изд-во «Наука», М., 1965.

http://jurassic.ru/

Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в Ныйско-Набильском нефтеносном районе восточного побережья Русского Сахалина. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, 1927.

Кудрявцев Н. А. Ныйско-Набильский нефтеносный район на о. Сахалине. «Нефтяное хозяйство», т. XIV, № 9, 1928.

Кузина И. Н. и Ратновский И. И. Мачигарская свита полуострова Шмидта как опорный горизонт для сопоставления третичных отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Кузина И. Н. Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, М., 1961.

Лавров В. М. Геологическое строение материковой отмели западного побережья Южного Сахалина. Докл. АН СССР, т. 136, № 4, 1961.

Ливеровская Е. В. О меловой фауне с западного берега Сахалина (к северу от сел. Хой). Ежегодн. Всесоюзн. палеонтол. об-ва, т. XII, М.—Л., 1945.

Ливеровская Е. В. Некоторые данные о фауне верхнего мела Южного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, 1960.

Лившиц М. Х. Новые представления о тектонике острова Сахалина в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности. Геология и геофизика, № 6, 1963.

Лившиц М. Х. Пространственное сейсмозондирование преломленными волнами в районе Южного Сахалина. Геология и геофизика, № 5, 1968.

Линдберг Г. У. Происхождение фауны типично пресноводных рыб бассейна Японского моря. Бюлл. МОИП, отд. биол., вып. 3, 1947.

Линдберг Г. У. Недавние крупные колебания уровня океана и биогеография. «Землеведение», Бюлл. МОИП, т. VII, (XLIII), 1950.

Лисицын А. П. Грубообломочный материал в донных отложениях Охотского моря. Научные результаты экспедиции на судне «Витязь», т. 3. Изд. АН СССР, М., 1954.

Лопатин И. А. Рапорт горного инженера Лопатина генерал-губернатору Восточной Сибири. Горный журнал, № 10, 1870.

Лопачев А. М. Северный Сахалин в период японской оккупации (апрель 1920 г. — май 1925 г.). В кн.: «Сахалинская область». Южно-Сахалинск, 1950.

Любомиров Е. Н. Воды нефтяного месторождения Западного Эхаби о. Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Мавринский Ю. С., Теплов А. И. Тектоника и нефтеносность северо-западного района о. Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Мавринский Ю. С. О структурных отношениях верхнемеловых и третичных отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Марков М. С., Аверьянов В. Н., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. ГИН АН СССР, вып. 168. Изд-во «Наука», М., 1967.

Меланхолина Е. Н. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии. «Геотектоника», 1968, № 2.

Мельников О. А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалина. Тр. СахКНИИ, вып. 12, Южно-Сахалинск, 1962.

Мельников О. А. О тектоническом районировании южных районов о. Сахалина. «Геология и геофизика», 1965, № 10.

Мельников О. А. К вопросу о тектонической схеме Сахалина и ее значении в оценке перспектив нефтегазоносности. В кн.: «Проблемы нефтегазоносности Востока СССР». Тр. сессии Отд. наук о Земле и Сиб. отд. АН СССР на Дальнем Востоке. Изд-во «Наука», М., 1967.

Мерклин Р. Л. Геология советского Сахалина. Вестн. ДВФАН, № 1, 1935.

Милашин А. П. О тектоническом районировании Сахалина в свете данных геофизических исследований. «Геология и геофизика», 1960а, № 9.

Милашин А. П. Новые данные о тектонике Сахалина. В сб.: «Геология и геохимия». Тр. ВНИГРИ, IX, № 3, 1960б.

Милашин А. П. О Дальневосточном нефтегазоносном бассейне. «Новости нефт. и газ. техн.», геол., № 12, 1960в.

Милашин А. П. К вопросу о сейсмичности Дальнего Востока. «Новости нефт. и газ. техн.», геол., № 12, 1961а.

Милашин А. П. О некоторых особенностях в строении Северного Сахалина. Новости нефт. и газ. техн., геол., № 12, 1961б.

Милашин А. П. Тектоническое районирование Сахалина. «Геология и геофизика», 1963, № 1.

Мордвинов А. И. К вопросу об асимметрии долин некоторых рек Северного Сахалина. Изв. русск. географ. об-ва, т. 66, вып. 6, 1934.

Миролюбов Ю. Г. Результаты стратиграфических исследований верхнемеловых отложений Сахалина. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 32, 1960.

http://jurassic.ru/

Миронов С. И. Нутовское и Чайвинское (Боатасинское) месторождения нефти на восточном побережье Северного Сахалина. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, 1927.

Михайлов А. Ф. Сахалинское звено Ниппонской складчатой области. В кн.: «Геологическое строение сев.-зап. части Тихоокеанского подвижного пояса», гл. 4, «Магматизм». Изд-во «Наука», М., 1966.

Нарыжный В. И. Интрузивные комплексы Сахалина. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 15, Южно-Сахалинск, 1963.

Немова З. И. Результаты петрографического исследования осадочных толщ о. Сахалина. Докл. АН СССР, нов. сер., т. III, № 4, 1934.

Никольский Н. С. О пренитизации в субщелочных интрузивных породах о. Сахалина. Тр. СахКНИИ, вып. 15, Южно-Сахалинск, 1963.

Никонов В. С. Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности Джимдан-Дагинского района на восточном побережье Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99. 1956.

Обморышев К. М. К вопросу о детальной стратиграфии верхнедуйской свиты Мгачинского каменноугольного м-ния на о. Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. Тр. ДВ фил. им. В. Комарова СО АН СССР, сер. геол., т. IV. М.—Л., 1960.

Отука Я. Палеогеография третичных формаций Японии и прилегающих к ней районов. Тр. 17-го Междунар. геол. конгр., т. I, М.—Л., 1939.

Павлов Ю. А. Геофизические исследования на Сахалине. В кн.: «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1967.

Парахонская В. С. К вопросу о тектоническом районировании Северного Сахалина. Докл. АН УССР, № 4, 1965.

Пащенко Я. Е. Нижний палеозой и протерозой на острове Сахалине. Докл. АН СССР, т. 118, № 3, 1958.

Пергамент М. А. О положении «тригониевой зоны» в меловых отложениях Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 128, № 4, 1959.

Пергамент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. Изд-во «Наука», М., 1965.

Перфильев М. Г. Геологические исследования в районе рек Имчин и Уйглекуты Северного Сахалина. (Предварит. отчет за 1930 г.) Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 10, 1932.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», М., 1964.

Плешаков И. Б. Третичные отложения р. Даги (Восточный Сахалин). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 87, 1936.

Плешаков И. Б. Стратиграфия нефтеносных третичных отложений юго-восточной части советского Сахалина. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XV, № 1, 1937.

Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. «Советская геология», 1938, № 6.

Плешаков И. Б. Вторая нефтеносная толща Сахалина. Восточная нефть, № 10—11, 1940.

Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Погребицкий Е. О. Дальний Восток (восточная часть). В кн.: «Запасы углей СССР», М., 1937.

Полевой П. И. Нефтеносный район Северо-Восточного Сахалина. Изв. Геол. ком., т. 28, № 160, СПб, 1909.

Полевой П. И. и Тихонович Н. Н. Полезные ископаемые Сахалина. По данным экспедиции 1908—1910 гг. Изв. Геол. ком., т. XXIX, 1911.

Полевой П. И. Десятиверстная карта Русского Сахалина. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 97, 1914.

Полевой П. И. Месторождение каменного угля у мыса Рогатого на Сахалине. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 23, 1918.

Полевой П. И. Обзор геологических исследований на острове Сахалине. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, вып. 19, 1921а.

Полевой П. И., Криштофович А. Н. Годовой отчет за 1920 г. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 24, 1921б.

Полевой П. И. Успехи нефтяной промышленности на Северном Сахалине. Нефт. хоз-во, т. IX, № 8, 1925.

Полевой П. И. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1925 г. в западном угленосном поле Северного Сахалина. Район Рогатый — Дуэ. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 112, 1927а.

Полевой П. Н. Нефтеносный район Северного Сахалина в 1926 г. Нефт. хоз-во, № 4, 1927б

http://jurassic.ru/

Полевой П. И. Отчет о работах на п-ове Шмидта летом 1929 г. Нефт. хоз-во, № 3, 1930.

Полевой Б. П. Первооткрыватели Сахалина. Южно-Сахалинск, 1959.

Посыльный В. Я., Сальников Б. А. О цикличности строения третичных угленосных толщ Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

Посыльный В. Я. О причинах метаморфизма и перспективах расширения площадей с коксующимися углями в Александровском районе. Бюлл. техн.-эконом. информ. Сах. совнархоза, № 1. Южно-Сахалинск, 1958.

Посыльный В. Я. О метаморфизме углей Усть-Лесогорского месторождения на Сахалине. «Советская геология», 1960а, № 9.

Посыльный В. Я. О термальном метаморфизме углей. «Геология и геофизика», 1960б, № 6.

Пороцкий Е. М. Вяжущие вещества на основе диатомовых пород острова Сахалина. Сообщ. СахКНИИ, вып. 6, 1958.

Порываева Г. Н. К вопросу о контактовом метаморфизме углей Сахалина. Докл. АН СССР, т. 118, № 3, 1958.

Порываева Г. Н., Ажгиревич Л. Ф. Влияние тепла интрузий на микрокомпоненты угля. Докл. АН СССР, т. 131, № 4, 1960.

Потапова З. П. Новые данные по стратиграфии вулканогенных толщ Нижнего Приамурья и Сахалина. Мат. годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л., 1960а.

Потапова З. П. Конгломератная и бошняковская свиты Западного Сахалина и проблема соотношения мела и палеогена. МГК, XXI сессия, докл. сов. геологов, пробл. 5. Изд. АН СССР, М., 1960б.

Пояркова А. И. Третичная флора рр. Тенги и Кадык-Биракана (зап. часть о-ва Сахалина). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 39, 1935а.

Пояркова А. И. Находка дуйской флоры в восточной части острова Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 39, 1935б.

Пояркова А. И. Материалы по третичной флоре западной и центральной частей Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, сер. А, вып. 76, 1936а.

Пояркова А. И. Заметка о третичных растениях района Лангри. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 76, 1936б.

Пригоровский М. М. Краткая информация о работах на Сахалине летом 1925 г. Вестн. Геол. ком., т. I, 1925.

Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1964.

Пущаровский Ю. М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. «Геотектоника», 1965, № 1.

Пьявченко Н. И. Результаты пыльцевого анализа торфяников Северного Сахалина. Докл. АН СССР, т. XCIX, № 1, 1954.

Размыслова С. С. Условия накопления осадков в средне-верхнемиоценовое и плиоценовое время на территории Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Разумов Н. В. и Соловьев А. В. О генетических типах нефти и условиях формирования нефтяных месторождений северо-восточной части Сахалина. Сообщ. СахКНИИ, вып. 5, 1957.

Ратнер В. Я. Сопоставление песчаных пластов окобыкайской свиты Охинско-Эхабинского района Северного Сахалина. «Геология нефти», 1957, № 10.

Ратнер В. Я. Основные типы нефтяных и газовых месторождений Северного Сахалина. Новости нефт. техн., геол., № 12, 1960.

Ратнер В. Я. Об условиях формирования Тунгорского месторождения. Новости нефт. техн., геол., № 8, 1961.

Ратновский И. И. Перспективы нефтеносности третичных отложений полуострова Шмидта в свете новых данных. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Ратновский И. И. Верхнедуйская свита и ее аналоги на Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, 1959.

Ратновский И. И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 146, 1960а.

Ратновский И. И., Кузина И. Н. О возможности выделения в разрезе третичных отложений Сахалина трех угленосных свит. Тр. ВНИГРИ, вып. 163, 1960б.

Ратновский И. И. Стратиграфия и палеогеография палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Западного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып, 224, 1963а.

Ратновский И. И. Цикличность в образовании палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и ее значение для корреляции разрезов различных районов острова. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963б.

Ривош Л. А. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего. «Геология и геофизика», 1964, № 5.

http://jurassic.ru/

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Родникова Р. Д., Севостьянов К. М., Табояков А. Я. О структурно-формационной связи южной части о. Сахалина и о. Хоккайдо и перспективах нефтегазоносности. Сов. геология, № 3, 1968.

Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. Геология и геофизика, № 3, 1966.

Ротман В. К., Марковский Б. А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса. Докл. АН СССР, т. 165, № 1, 1965.

Рудич Е. М. К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, т. XXXIII, 1958.

Рудич Е. М., Скиба С. И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина. Вестн. МГУ, сер. геол.-геогр., № 3, 1959.

Рудич Е. М. О геологическом обосновании сейсмичности острова Сахалин. Бюлл. Совета по сейсмолог. АН СССР, № 8, 1960.

Рудич Е. М. Современные движения Сахалина. Докл. АН СССР, т. 141, № 2, 1961.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд. АН СССР, М., 1962.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития острова Сахалин. В кн.: «Геология и металлогения Сов. сектора Тихоокеанск. рудного пояса». Изд. АН СССР, М., 1963.

Русаков Д. Ф., Золин Я. И. Проявления верхнетретичного вулканизма в Тымь-Поронайской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Русаков Д. Ф. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, Л., 1963.

Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш. Геолого-структурное районирование Сахалина. Сов. геология, № 12, 1967.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. Изд. АН СССР, М., 1961.

Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. Сб. статей по геол, и гидрогеол., вып. 5. Изд-во «Недра», М., 1965.

Сальников Б. А. Сопоставление разрезов верхнедуйской свиты района Бошняково — Углегорск. Бюлл. техн.-эконом. информ. Сах. совнархоза, № 1, Южно-Сахалинск, 1958а.

Сальников Б. А. К детальной стратиграфии верхнедуйской свиты западного побережья Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958б.

Сальников Б. А. Детальная стратиграфия третичных угленосных отложений Сахалина. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разр. унифиц. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». Гостоптехиздат, М., 1961.

Сенченко И. И. Очерки истории Сахалина. Южно-Сахалинск, 1957.

Симонова А. А. Фауна Joldia из третичных отложений Сахалина и Камчатки. Изд. НГРИ, 1937.

Симонова А. А. Фауна третичных отложений юго-восточной части Северного Сахалина. Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 18, 1941.

Сирык И. М. Грязевые вулканы Сахалина — вероятные спутники нефтяных и газовых месторождений. Геол. и геофиз., № 7, 1962а.

Сирык И. М., Федорченко В. И. Извержение Пугачевского грязевого вулкана на Сахалине осенью 1961 г. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, № 12, Южно-Сахалинск, 1962б.

Сирык И. М., Стасенков В. В. К вопросу о перспективах газонефтеносности Сусунайской депрессии. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 12, Южно-Сахалинск, 1962в.

Сирык И. М. Перспективы открытия нефтяных и газовых залежей в восточном районе Южного Сахалина. Геол. и геофиз., № 1, 1964.

Скороход В. З. Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока. Изд. Приморского фил. ВГО, Владивосток, 1941.

Слодкевич В. С. Третичные пелециподы Дальнего Востока. Палеонтология СССР, т. X, часть 3, вып. 18 и 19. Изд. АН СССР, 1938.

Слодкевич В. С. Третичные Acila Сахалина. Изд-во «Недра», М., 1967.

Смехов Е. М. Некоторые данные по стратиграфии третичных отложений Северного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 51, 1935.

Смехов Е. М. К проблеме нефтеносности нижнетретичных отложений Северного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 68, 1936.

Смехов Е. М. Северный участок Охинского планшета. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 70, 1937.

http://jurassic.ru/

Смехов Е. М. Геологические исследования в юго-западной части Северного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 119, 1939.

Смехов Е. М. и Дьяков Б. Ф. О проявлениях альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке. «Советская геология», 1940, № 11.

Смехов Е. М. Геологическое строение и нефтеносность юго-западной области Северного Сахалина, Тр. НГРИ, нов. сер. вып. 21, 1941.

Смехов Е. М. Реферат на работу К. Уватоко «Стратиграфия Южного Сахалина». Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1944.

Смехов Е. М. Геологическое строение Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.

Смехов Е. М. Третичные отложения Южного Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

Смехов Е. М. Геологическое строение Сахалина и его нефтегазоносность. Гостоптехиздат, 1953.

Смехов Е. М. О тектонике Сахалина. Геология и геохимия (сб. НТО нефтяников при ВНИГРИ), № 1 (VII). Гостоптехиздат, Л., 1957.

Смехов Е. М. Роль разрывов в формировании нефтяных месторождений Сахалина и новые данные о трещинных коллекторах. В кн.: «Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений». Гостоптехиздат, М., 1959.

Смирнова А. И. Геологический очерк окрестностей мыса Эрри в Пильтунском заливе Восточного Сахалина. Изв. Геол. ком., т. 48, № 7, 1929.

Смирнова А. И. Материалы по стратиграфии третичных слоев Восточного Сахалина. Тр. НГРИ, вып. 18, 1932.

Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.

Смирнов А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во «Наука», М., 1964.

Соколов Д. В. Меловые иноцерамы Русского Сахалина. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 83, 1914.

Соколов Д. В. Маршрутное геологическое описание части западного побережья Русского Сахалина. Изв. Геол. ком., т. 34, 1915.

Соколов Д. В., Тихонович Н. Н. Сахалин (природа, население, богатства). Тр. комис. по изуч. ест. произв. сил Востока, вып. 1, М., 1925.

Соловьев А. В, Разумов Н. В. Влияние региональной и вертикальной миграции на формирование химического состава нефтей некоторых месторождений Сахалина. Геол. нефти, № 1, 1958а.

Соловьев А. В. К вопросу о тектонической схеме Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958б.

Соловьев А. В. О структурно-тектонической схеме Сахалина. Сообщ. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 6, Южно-Сахалинск, 1958в.

Соловьев А. В. К вопросу о тектонической схеме Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958г.

Соловьев В. В. Геоморфологическое строение о. Сахалина. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 42, 1961.

Соловьев С. Л. Сейсмическое районирование Сахалина. В сб.: «Сейсм. районирование СССР». Изд-во «Наука», М., 1966.

Соловьев С. Л. Сейсмичность Сахалина и ее связь с неотектоническим развитием острова. В кн.: «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры» (Мат. совещ. по проблемам неотектоники). Изд-во «Недра», М., 1967а.

Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д. Землетрясения на Сахалине. Изд-во «Наука», М., 1967б.

Соловьев Ю. Н. Рекогносцировочные исследования выхода газа у селения Верх. Армудан. Информ. сб. НГРИ, 1935.

Соловьев Ю. Н. Геологическое строение горного отвода Северная Оха. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 70, 1937.

Соломатина Л. Н. О нутовской свите Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Соломатина Л. Н. К вопросу об эхабинской свите. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Соломатина Л. Н. Условия формирования локальных структур Эрри, Сабо и приуроченных к ним газонефтяных залежей. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Стасенков В. В., Сирык И. М., Разумов Н. В. Перспективы нефтегазоносности западного борта Центрально-Сахалинского синклинория. Геология и геофизика, № 12, 1961.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», М., 1964.

Сычев П. М. О мощности третичных отложений острова Сахалина в свете геофизических исследований. Геология и геофизика, № 7, 1962.

http://jurassic.ru/

Сычев П. М. О природе гравитационных аномалий юго-западных районов Сахалина. «Геология и геофизика», № 2, 1965.

Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Изд-во «Наука», М., 1966.

Табоякова Л. А. Палинологические особенности верхнемиоценовых и плиоценовых отложений Тунгорского разреза (Северный Сахалин). Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Танасевич М. Г. Стратиграфический очерк Северо-Сахалинской нефтяной области. Информ. сб. НГРИ, 1933.

Танасевич М. Г. Тектоника Северо-Сахалинской нефтеносной области. Информ. сб. НГРИ, 1934.

Танасевич М. Г. Предварительные итоги разработки и разведки нефтяных месторождений Советского Сахалина в 1934 г. «Нефтяное хоз-во», т. XXVII, № 4, 1935а.

Танасевич М. Г. Условия залегания нефти в Охинском месторождении. Нефт. хоз-во, т. XXVIII, № 6, 1935б.

Танасевич М. Г. О тектонике нефтеносных площадей Северного Сахалина. Нефтяное хоз-во, т. XXVIII, № 9, 1935в.

Тарасевич Ю. Н., Волков А. Н., Табояков А. Я. О геологическом строении Поронайской низменности острова Сахалин. Докл. АН СССР, т. 155, № 3, 1964.

Тарасевич Ю. Н. Некоторые новые данные о влиянии блоковых движений на формирование рельефа южной части о-ва Сахалин. Сб. статей Казан. гос. ун-та, Казань, 1966.

Телегин А. Н., Михеева С. В., Вассерман Т. М. Выделение разрывных нарушений по геолого-геофизическим материалам. «Геология и геофизика», № 12, 1967.

Теплов И. А. Боюклинские (нижнемеловые?) слои в центральной части Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М., 1938.

Тихонович Н. Н. и Полевой П. И. Полезные ископаемые Сахалина по данным экспедиции 1908—1909 года. Изв. ГК, т. XXIX, № 9, 1910.

Тихонович Н. Н. Полуостров Шмидта. Тр. ГК, нов. сер., вып. 82, 1914.

Тихонович Н. Н. и Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. Тр. ГК, нов. сер., вып. 120, 1915.

Толмачев А. И. Геоботаническое районирование острова Сахалина. Изд. АН СССР, М.—Л., 1955.

Тульчинский К. Н. Очерки полезных ископаемых Русского Сахалина. СПб., 1907а.

Тульчинский К. Н. Русский Сахалин и его минеральные богатства. СПб., 1907б.

Тумаков В. В. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Набильского района на Северном Сахалине. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.

Удинцев Г. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанолог. АН СССР, т. 13, 1955.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанолог. АН СССР, т. 22, 1957.

Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна Дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. В кн.: «Геология и металлогения Сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР, М., 1963.

Федоров Е. Е., Багдасарова А. Н. Онорское землетрясение 22 июля 1959 г. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 10, Геология и геофизика. Южно-Сахалинск, 1961.

Федорченко В. И. К истории формирования складчатой структуры северной части Чеховской тектонической зоны Западно-Сахалинского антиклинория. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 10, Геология и геофизика. Южно-Сахалинск, 1961.

Ферчев М. Д. К вопросу о сейсмичности острова Сахалин. Бюлл. Совета по сейсмолог. АН СССР, № 8. 1960.

Хоменко И. П. Desmostylus sp. из третичных пластов острова Сахалина. Вестн. ГК, т. 11, № 3, 1927.

Хоменко И. П. О геологическом возрасте нефтеносной свиты месторождения Оха Северо-Восточного Сахалина. Вестн. Геол. ком., т. III, № 1, 1928а.

Хоменко И. П. К вопросу об отрицательном движении северо-восточного берега о. Сахалина в конце постплиоцена. Вестн. Геол. ком., т. III, № 2, 1928б.

Хоменко И. П. Палеонтологическое описание третичной фауны моллюсков о. Сахалина. I Род Thyasira. Изв. ГК, т. 48, № 5, 1929.

Хоменко И. П. Материалы по стратиграфии третичных пластов нефтеносной площади Восточного Сахалина. Тр. ГГРУ, вып. 79, 1931.

Хоменко И. П. О третичной стратиграфии северо-западного побережья Тихого океана. Зап. Росс. минер. об-ва, ч. IX, № 1. 1931.

http://jurassic.ru/

Хоменко И. П. Новые данные по стратиграфии третичных пластов Восточного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 40, 1934а.

Хоменко И. П. Стратиграфия третичных слоев юго-западного побережья п-ова Шмидта (Сев. Сахалин). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 40, 1934б.

Хоменко И. П. Стратиграфия третичных отложений п-ова Шмидта и эквивалентные образования Восточного и Западного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 103, 1934в.

Хоменко И. П. Успехи изучения стратиграфии третичных отложений Советского Сахалина за 10 лет. Вестн. ДВ фил. АН СССР, № 15, 1935.

Хоменко И. П. Род Joldia в третичных нефтеносных районах Северного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 97, 1937.

Хоменко И. П. Стратиграфия третичных отложений полуострова Шмидта (Сев. Сахалин). Тр. НГРИ, сер. А. вып. 103, 1938.

Цитенко Н. Д. Паромай. Новости нефт. техн., ВТЭИ № 204, 1948.

Цитенко Н. Д. О разрезе третичных отложений Энгизпальского района северо-западной части острова Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956а.

Цитенко Н. Д. Перспективы поисков фосфоритов на острове Сахалине. В кн.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд. АН СССР, М., 1956б.

Цитенко Н. Д. Грязевые вулканы в Дагинском районе о. Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Цитович К. А. О наличии двух фаунистических зон нижнего миоцена на западном побережье полуострова Крильон. В кн.: «Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР». Мат. совещ. по разраб. униф. страт. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Циганова Л. И., Захарова М. А., Тарасевич Ю. Н. К познанию четвертичных отложений побережья залива Терпения. Тр. СахКНИИ вып. 12, «Геология и геофизика». 1962а.

Цыганова Л. И. Спорово-пыльцевые спектры из отложений нижнедуйской свиты Долинского района Сахалина. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 12, Геология и геофизика, 1962б.

Чернышевская З. А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина. Сообщ. СахКНИИ, вып. 6, 1958.

Чернышев Н. И. Тектоника острова Сахалин. В кн.: «Отчет о деятельности Нефтяного геологоразведочного института за 1934 г.». ОНТИ НКТП, М.—Л., 1936.

Шахов Н. В. Геологическое строение площади Северное Нутово. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 70, 1937.

Шилов В. Н. Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 6, 1957а.

Шилов В. Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина. Докл. АН СССР, т. 114, № 4, 1957б.

Шилов В. Н. О среднемиоценовых базальтовых породах западной части Южного Сахалина. Докл. АН СССР, т. 112, № 4, 1957в.

Шилов В. Н., Порываева Г. Н. Некоторые экспериментальные данные о термальном воздействии долеритов на вмещающие их угли на Южном Сахалине. Докл. АН СССР, т. 115, № 6, 1957г.

Шилов В. Н. Некоторые данные о среднемиоценовом вулканизме Южного Сахалина (Чеховский район). Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958а.

Шилов В. Н. Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина. Докл. АН СССР, т. 118, № 1, 1958б.

Шилов В. Н., Калишевич О. К. К вопросу об условиях образования пород спилито-кератофировой формации. Докл. АН СССР, т. 122, № 5, 1958в.

Шилов В. Н., Захарова М. А., Ильев А. Я., Подзоров А. В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. Тр. СахКНИИ. вып. 10, 1961.

Шишкина В. И. Исследование диатомитов некоторых месторождений южной части Сахалина. Сообщ. СахКНИИ, вып. 1958.

Шмидт Ф. Б. Отчет о путешествии в Амурский край и на остров Сахалин. Тр. Сиб. эксп. ИРГО, физич. отд., т. 1, СПб., 1868.

Шмидт Ф. Б. Окаменелости меловой формации о. Сахалина. Тр. Сиб. эксп. ИРГО, физич. отд., т. 3, СПб., 1873.

Шмидт Ф. Б. Вести из Корейско-Сахалинской экспедиции. Изв. ИРГО Сиб., т. XXXVI, 1900.

Штемпель Б. М. Детальное геологическое обследование казенного Александровского рудника на Сахалине. Изв. Гел. ком. за 1926 г., т. 45, № 4, 1927а.

Штемпель Б. М. Отчет о работах на р. Ыркры в 1926 г. Мат. по геол. и пол. ископ. ДВ, № 50. 1927б.

Штемпель Б. М., Медведев В. В. Геология и угленосность Главного западного угленосного поля Северного Сахалина. Тр. ДВ базы АН СССР, сер. геол., т. I, 1948.

http://jurassic.ru/

Шуваев А. С. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор. Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.

Шуваев А. С. Маастрихт-датские отложения на полуострове Терпения (Сахалин). Докл. АН СССР, т. 183, № 3, 1968.

Шустов В. А. К вопросу о трещиноватости и битуминозности третичных отложений юго-восточной части Северного Сахалина (район селения Пограничное). Тр. ВНИГРИ, вып. 163, № 5, 1960.

Шустов В. А. Палеозойские отложения Таулан-Армуданской горной гряды на о. Сахалине. Тр. ВНИГРИ, вып. 181, 1961.

Шушаков С. Д. Некоторые результаты региональных сейсмических исследований, проведенных в районе Сусунайской депрессии о. Сахалина. Геол. и геофизика, № 7, 1962.

Щедрина З. Г. О фауне фораминифер (Foraminifera) Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанолог. АН СССР, т. XXVII, 1958.

Щербаков А. В. Геологические исследования в районе рр. Паромай, Кыдыланьи на восточном побережье о. Сахалина летом 1930 г. Тр. ВНИГРИ, сер. Б, вып. 31, 1932.

Щербаков А. В. О нефтеносности западного побережья Сахалина. Информ. сб. НГРИ, 1934а.

Щербаков А. В. Район р. Ыркры — оз. Сладкое (Сев.-Зап. Сахалин). Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 45, 1934б.

Щербаков А. В. Минералогический состав третичных осадков правобережья р. Ыркры. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 45, 1934в.

Юнов А. Ю. Мезозойско-кайнозойские складчатые комплексы. Сахалинский складчатый комплекс. В кн.: «Геологическое строение земной коры Сибири и ДВ». Изд-во «Наука», Сиб. отдел., Новосибирск, 1963.

Юрганов Н. Н. Геохимические исследования осадочных пород Катанглинского нефтяного месторождения Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95, 1956.

Яковлев В. Н. Некоторые данные по геологии меловых отложений Южного Сахалина. Тр. ДВ базы АН СССР, т. I, 1948.

Ярошевич М. С. К вопросу расчленения неогеновых отложений Охинско-Эхабинского района (по данным люминесцентно-битуминологических исследований). Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.

Bandy O. Z. and Arnal R. E. Concepts of foraminiferal paleoecology. Bull. Amer. Assoc. petrol. geol. Vol. 44, N 12, 1960.

Böhm J. Über Kreideversteinerungen von Sachalin. Jahrb. der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt, Bd. XXXVI, Teil I, Heft 3, 1915.

Bradshaw J. S. Laboratory studies «on the rate of growth on the foraminifers «Streblus beccarii (Linne) var lepida Cushman» Journ. Paleont., Vol. 31, 1953.

Hashimoto W. Consideration on the geological history of the Yezo — Saghalien Geosynclinal Area. Prof. H. Fujimoto's 60th Birthday Jubilee Publ., 1958.

Iwao S. Petrology of the alkaline rocks of the Nayosi District, Sakhalin. Japan. Journ. Geol. and Geogr., Vol. 16, 1939.

Jimbo K. Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. Pal. Abh., N. F., Bd. 2, 1894.

Jimbo K. Preliminary Notes on the Geology of Japanese Sakhalin. Trans. Sapporo Nat. Hist. Soc., Vol. 11, Parts. 1—2, 1908.

Kawada M. On some new species of Ammonites from the Naibuti district, S. Saghalin Journ. Geol., Soc., Tokyo, Vol. 36, 1929.

Kobayashi G. Preliminary report on the geology of the oil fields in North (Russian) Sakhalin. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., Vol. 10, N 11, 1926.

Kryshtofovich A. N. Cretaceous Plants in Russian Sachalin. Journ. Geol. Soc. Tokyo, Vol. 24, 1917.

Kryshtofovich A. N. On the Cretaceous flora of Russian Sakhalin. Journ. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Vol. XL, Art. 8, 1918.

Kryshtofovich A. N. On the Cretaceous age of the «Miocene Flora» of Sakhalin. Amer. Jour. Sci., Vol. XLVI, 1918.

Loeblich A. B. and Tappant H. B. Studies of Arctic Foraminifera Smitsonian. Misc. Col. Vol. 121, N 7, 1953.

Makiyama Y. Stratigraphical study on the Tertiary formation of Schmidt Peninsula, Karafuto. Chikyu (The Globe), Vol. 2, N 2, 3, 1924.

Matsumoto T. Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ. Ser. D. Vol I, N 3, Vol. 2, N I, Fukuoka, 1941—43.

Matsumoto T. A preliminary note on the Cretaceous tectonic history in the circum — pacific region. Japanese Journ. of Geol. and Geogr. Trans, Vol. 22, 1952.

http://jurassic.ru/

Matsumoto T., Hashimoto W. A fins of Pseudaspidoceras from Hokkaido, Japan. (Studies on the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien II) Trans. and Proceed of the Palaeont. Soc. of Japan. New Ser., N 12, 1953.

Matsumoto T. «Family Puzosiidae from Hokkaido and Saghalien». Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. Vol, V. Geol. N 2, 1954.

Matsumoto T. Studies on the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien. VI. Family Kossmaticeratidae from Hokkaido and Saghalien. Japan. Jour. of Geol. and Geogr., Vol. 26, N 1—2, 1955.

Matsumoto T. The Bituberculate Pachydiscids from Hokkaido and Saghalien. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. Geol. Vol. V, N 3, 1955.

Matsumoto T. and I. Obata. Some Upper Cretaceous Desmoceratids from Hokkaido and Saghalien. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol. Vol. V, N 3, 1955.

Matsumoto T. Further notes on the Kossmaticeratids from Hokkaido (Studies on the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien — X), Japan. Journ. of Geol. and Geogr. Trans., Vol. 27, N 2—4, 1956.

Matsumoto T. Inoceramus mihoensis n. sp. and its significance. Mem. Fac. Sci., Kyushu, Univ., Ser. D, Vol. 6, N 2, 1957.

Matsumoto T., R. Saito and A. Fukada. Some Acanthoceratids from Hokkaido and Saghalien studies on the Cretaceous ammonites — XI. Mem. Fac. Kyushu Univ. Ser. D. Geol. Vol. VI, N 2, 1957.

Matsumoto T. Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D. Geol.. Vol. IX N 2, 1959.

Matsumoto T. Cretaceous — Tertiary boundary in the Japanese Islands. (Report of the 21 st. Intern. Geol. Congress. P. 5 Copenhagen, 1960).

Matsumoto T., and Obata, I. An Acanthoceratid ammonite from Sakhalin. Bull. of the National Sci. Museum. Tokyo, Vol. 9, N 1, 1966.

Matsumoto T. Fundamental problems on the Circum — Pacific orogenesis. Tectonophysics, Amsterdam, Vol. 4, N 4—6, 1967.

Michael R. Über Kreidefossiilen von der Insel Sachalin Jahrb. Königlich Preuss. Geol. Landesanstalt, Bd. 18, 1899.

Nagao T. Nipponosaurus sachaliensis, a new genus and species of Trachyodont Dinosaur from Japanese Saghalien. Journ. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4, Vol. 3. 1936.

Nagao T. Some molluscan fossils from the Cretaceous of Hokkaido and Japanese Saghalien, Part. I Journ. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, Vol. 4. 1938.

Nagao T. Some molluscan fossils from the Cretaceous deposits of Hokkaido and Japanese Saghalien, Part. II, Gastrop. Journ. Fac. Sci., Hokkaido. Imp. Univ., Ser. 4. Vol. 4. 1939.

Nagao T. Matsumoto T. A Monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan, Part. I—II. Journ. Fac. Sci., Hokkaido. Imp. Univ., Ser. 4, Vol. 4 and 6, 1939—1940.

Nagao T., Huzioka K. Fossil Acila from Hokkaido and Karafuto. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Impl. Univ., Ser., IV, Vol. 6, N 2, 1941.

Nagao T., Inoue T. Myarian Fossils from the Cenozoic Deposits of Hokkaido and Karafuto, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. 6, N 2, 1941.

Phleger F. B. Ecology and distribution of Recent Foraminifera, Johs Hopkins Press., Baltimora, 1960.

Rau W. W. Foraminifera from the Upper part of the Poul Creek formation of Southeastern Alaska. Cushman Found. Foram. Res. Vol. XIV, N 3, 1963.

Sasa Y. Bibliography of the Geology of Karaphuto (Sachalin). Appendix to «Report on the Survey of Oil Fieds in Karaphuto», N 5, 1937.

Schmidt F. B Über die Kreide Petrefakten der Insel Sakhalin. Mem. Russ. Imp. Acad. Sci., Tom 19, 1873.

Shimizu S. Three interesting Cretaceous Ammonites recently acquired from Hokkaido and Saghalin. Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. 2, 1926.

Shimizu S. Cretaceous deposits of North and South Saghalien, a comparison. Ann. Rep. of the Work, Saito Ho — onkai, N 5, 1929.

Shimizu S. Note on two interesting Senonian Ammonites from Hokkaido and South Saghalien. Jour. Shanghai Sci. Inst. Sec. II, Vol. I, 1933.

Shimizu S. The Upper Cretaceous Cephalopods of Japan, Part I. Journ. Shanghai Sci. Inst., Sec. II, Vol. I, 1935.

Takeda H. The Poronai formation (Oligocene) of Hokkaido and South Saghalin and its fossilf fauna. Hokk. Assoc. Coal. Min. Technol. Geol. Sec. Studies, N 3, 1953.

Tanaka K. A study on the Cretaceous Sedimentation in Hokkaido, Japan. Geol. Sur. Japan, Hisamoto — cho, Kawasaki — shi, Japan, 1963.

Yabe H. Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Oberen Kreide von Hokkaido und Sakhalin. Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 61, Tokyo, 1909.

Yabe H., Shimizu S. Stratigraphical Sequence of the Lower Tertiary and upper Cretaceous Deposits of Russian Saghalin. Japan. Journ. Geol. and Geogr., Vol. III, N 2, 1924.

http://jurassic.ru/

Yabe H., Shimizu, S. A new species of Brahamites from the upper Cretaceous of South Saghalin with some remarks on the genus Brahamites Japan, Journ. Geol. Geogr., Vol. 5, 1924.

Yabe H., Nagao, T. New or little — known Cretaceous fossilis from North Saghalin Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. Geol., Vol. VII, 1925.

Yabe H. Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. Geol. Vol. XI, N 1, 1927.

Yagi K. Petrochemical Studes on the Alkalic, Rock of the Morotu District, Sakhalin. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 64, N 7, 1953.

Yokoyama M. Versteinerung aus der japanischen Kreide Palaeontographica, Bd. 36, 1890.

Yokoyama M. Molluscan Fossils from Karafuto. Journ. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II, Geol., Mineral. Geogr., Seismol., Vol. 2, Part. 9, 1929.

Yokoyama M. Tertiary Mollusca from South Karafuto. Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. 2, Part. 10, 1930.

Yossii M., Toyama S., Sygiyama T. Cordierite slate with Pseudomonotis (Claraia) found among the shore borders of lagoon Little Ehabi on the east coast of North Sakhalin. Japan. Journ. Geol. and Geogr., Vol. X, N 3—4, 1933.

http://jurassic.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение. *В. Н. Верещагин* 7

Глава I. **История геологического изучения.** *В. Н. Верещагин, Д. П. Жижин* . . 9

Глава II. **Физико-географическая и экономическая характеристика.** *Г. С. Ганешин, Д. П. Жижин* 16

Глава III. **Основные черты геологического строения Сахалина.** *В. Н. Верещагин* 29

Глава IV. **Стратиграфия** 38

Палеозойская и мезозойская группы 38

Сусунайский хребет. *Д. Ф. Семенов* 38

Тонино-Анивский полуостров. *Ю. Н. Тарасевич* 42

Таулан-Армуданский хребет. *В. С. Рождественский* 46

Восточно-Сахалинские горы. *Ю. М. Ковтунович* 50

Полуостров Шмидта. *В. П. Мытарев* 64

Меловая система. *В. Н. Верещагин* 65

Западно-Сахалинские горы. *В. Н. Верещагин* 67

Тонино-Анивский полуостров. *Ю. Н. Тарасевич* 87

Восточно-Сахалинские горы. *Ю. М. Ковтунович* 88

Полуостров Шмидта. *В. П. Мытарев* 108

Северо-запад Сахалина. *Г. С. Мишаков* 111

Кайнозойская группа 117

Палеогеновая система. *Л. С. Жидкова, Л. В. Криштофович* 117

Неогеновая система 151

Западный Сахалин 151

Александровский район. *И. Н. Кузина* и *И. И. Ратновский* . . . 153

Углегорский район. *И. Н. Кузина, И. И. Ратновский* 158

Холмский район. *И. Н. Кузина, И. И. Ратновский* 163

Тонино-Анивский район. *Ю. Н. Тарасевич* 168

Долинский район. *И. Н. Кузина, И. И. Ратновский* 173

Макаровский район. *И. Н. Кузина, И. И. Ратновский* 177

Побединский район. *И. Н. Кузина, И. И. Ратновский* 181

Тымовский район. *Г. С. Мишаков* 187

Северо-запад Сахалина 190

Энгизпальско-Хунмактинский район. *А. С. Владимиров* 190

Лангрыйский район. *Г. С. Мишаков* 193

Восточный Сахалин 197

Восточно-Сахалинские горы. *Ю. М. Ковтунович* 197

Северо-восток Сахалина 208

Дагинско-Набильский район. *А. С. Владимиров* 208

Охинский район. *Г. С. Мишаков* 214

Полуостров Шмидта. *И. И. Ратновский* 221

Микрофауна неогена. *Н. А. Волошинова* 229

http://jurassic.ru/

Стр.

Неогеновые вулканогенные образования. *В. Ф. Ерохов* и *В. Н. Шилов* . 241
Четвертичная система. *Г. С. Ганешин* 255

Глава V. **Магматизм и явления метаморфизма** 268
Интрузивные образования 268
Восточно-Сахалинские горы. *Ю. М. Ковтунович* 268
Полуостров Шмидта. *Д. Ф. Семенов* 285
Сусунайский хребет. *Д. Ф. Семенов* 289
Тонино-Анивский полуостров. *Ю. М. Ковтунович, В. В. Слодкевич* . . 291
Западно-Сахалинские горы. *Д. Ф. Семенов* 298

Глава VI. **Тектоника** 310
Основные черты тектоники. *С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Безюк, В. С. Ковальчук* 310
Новейшая тектоника. *В. В. Соловьев* 342

Глава VII. **Грязевые вулканы.** *И. М. Сирык* 355

Глава VIII. **Геоморфология.** *Г. С. Ганешин* 369

Глава IX. **История геологического развития Сахалина.** *В. Н. Верещагин* . . 391

Приложения I—IV 404

Литература 412

http://jurassic.ru/

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXIII

Остров Сахалин

Геологическое описание

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*

Технический редактор *Е. С. Сычева*

Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 20/IV 1970 г.
Подписано в печать 15/X 1970 г. Т-16045
Формат 70×108¹/₁₆
Печ. л. 30,2 в т. ч. 2,7 (1 цв. карта) и 0,5 (2 вкл.)
Усл. печ. л. 42,28 Уч.-изд. л. 40,42
Бумага № 1. Индекс 3—4—1. Заказ 336/10937—1.
Тираж 1200 экз. Цена 3 р. 21 к. (с приложением)

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

http://jurassic.ru/